

岩石礦物礦床學

第二十三卷 第二號

(昭和十五年二月一日)

研究報文

長久保產柘榴石、穴蟲產柘榴石及び 中津川產柘榴石の化學成分と物理性 質との關係及び格子恒數の再検討	理學博士 理學士 理學士	神竹大 津內森 淑常啓	祐彥一
北海道に於ける蛇紋岩に伴ふ 優白岩類に就いて (I)	理學博士	鈴木	醇
男鹿統の堆積輪廻 (I)	理學博士	高橋純一	

抄 錄

礦物學及結晶學	加里曹達長石の X 線的研究	外 9 件
岩石學及火山學	Riesengebirge の球顆花崗岩	外 12 件
金屬礦床學	海岸砂礦床成生の規則性	外 9 件
石油礦床學	ソ國油田に於ける物理探礦法	外 2 件
窯業原料礦物	滿洲に產する各種窯業原料の產地	外 5 件
石炭	地質構造より見たる通化縣鐵廠子炭田及び渾河流域 諸炭田の將來	外 1 件
參考科學	登別溫泉間歇泉の觀測	外 1 件

東北帝國大學理學部岩石礦物礦床學教室内

日本岩石礦物礦床學會

**The Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.**

President.

Shukusuké Kôzu (Editor in Chief), Professor at Tôhoku Imperial University.

Secretaries.

Manjurô Watanabé (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Jun-ichi Takahashi (Editor), Professor at Tôhoku Imperial University.

Seitarô Tsuboi (Editor), Professor at Tôkyô Imperial University.

Jun Suzuki (Editor), Professor at Hokkaidô Imperial University.

Tei-ichi Itô (Editor), Ass. Professor at Tôkyô Imperial University.

Assistant Secretary.

Shinroku Watanabé, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Treasurer.

Katsutoshi Takané, Ass. Professor at Tôhoku Imperial University.

Librarian.

Tsugio Yagi, Lecturer at Tôhoku Imperial University.

Members of the Council.

Kôichi Fujimura, *R. S.*

Shintarô Nakamura, *R. S.*

Muraji Fukuda, *R. H.*

Kinjirô Nakawo.

Tadao Fukutomi, *R. S.*

Seijirô Noda, *R. S.*

Zyunpei Harada, *R. H.*

Takuji Ogawa, *R. H.*

Fujio Homma, *R. H.*

Yoshichika Ôinouye, *R. S.*

Viscount Masaaki Hoshina, *R. S.*

Ichizô Ômura, *R. S.*

Tsunenaka Iki, *K. H.*

Yeijirô Sagawa, *R. S.*

Kinosuke Inouye, *R. H.*

Isudzu Sugimoto, *K. S.*

Tomimatsu Ishihara, *K. H.*

Jun-ichi Takahashi, *R. H.*

Nobuyasu Kanehara, *R. S.*

Korehiko Takéuchi, *K. H.*

Ryôhei Katayama, *R. S.*

Hidezô Tanakadaté, *R. S.*

Takeo Katô, *R. H.*

Iwao Tateiwa, *R. S.*

Rokurô Kimura, *R. S.*

Shigeyasu Tokunaga, *R. H., K. H.*

Kameki Kinoshita, *R. H.*

Kunio Uwatoko, *R. H.*

Shukusuké Kôzu, *R. H.*

Manjurô Watanabé, *R. H.*

Atsushi Matsubara, *R. H.*

Mitsuo Yamada, *R. H.*

Tadaichi Matsumoto, *R. S.*

Shinji Yamané, *R. H.*

Motonori Matsuyama, *R. H.*

Kôzô Yamaguchi, *R. S.*

Abstractors.

Yoshinori Kawano,

Kei-iti Ohmori,

Tunehiko Takéuti,

Iwao Katô,

Kunikatsu Seto,

Manjurô Watanabé,

Isamu Matiba,

Rensaku Suzuki,

Shinroku Watanabé,

Osatoshi Nakano,

Jun-ichi Takahashi,

Kenzô Yagi,

Yûtarô Nebashi,

Katsutoshi Takané,

Tsugio Yagi.

岩石礦物礦床學

第二十三卷 第二號

昭和十五年二月一日

研究報文

長久保産柘榴石、穴蟲産柘榴石及び中津川産柘榴石の 化學成分と物理性質との關係及び格子恒數の再検討

理學博士 神 津 偽 祐
理學士 竹 内 常 彦
理學士 大 森 啓 一

目 次

I 緒 言	榴石
II 研究方法	V 中津川産灰鐵柘榴石
III 長久保産滿鉛-鐵鉛柘榴石	VII 化學成分と格子恒數、屈折率及び比重との關係
IV 穴蟲產灰鉛及び苦鉛分子を相當量含有する鐵鉛柘	VII 總括

I 緒 言

表記三产地即ち、福島縣石川郡石川町長久保、奈良縣北葛城郡二上山穴蟲及び埼玉縣秩父郡大瀧村中津川に產出する柘榴石の格子恒數に就ては既に本誌上¹⁾で一度發表した。

其後本問題に關し研究を續行中、格子恒數の計算に使用する補正曲線に

1) 神津偽祐及び高根勝利：長久保産柘榴石の格子恒數；岩礦，21, 33～35, 昭 14.
神津偽祐及び高根勝利：穴蟲產柘榴石の格子恒數；岩礦，21, 123～125, 昭 14.
神津偽祐、高根勝利及び竹内常彦：秩父郡大瀧村中津川產灰鐵柘榴石及び橋掛澤產灰鉛-灰鐵柘榴石の格子恒數に就て；岩礦，21, 239～244, 昭 14.

就て、從來のものは本研究の如く精密な値を必要とする場合には不適當であることが判明し、その補正曲線に對する再検討を行つた結果に關しては本誌前號¹⁾に於て詳細に述べた。又其際粉末X線寫眞の撮影並びに測定に關する操作に對しても從來より一層注意すべき點が判明したので、新たに其等の點に對して慎重な注意を以て實驗を行ひ新補正曲線を以て計算した格子恒數に關する研究の結果をこゝに報告し、この格子恒數と化學成分との關係を論述せんとするのである。

こゝに述べんとする三產地の柘榴石に關しては、前二者に就ては河野博士²⁾、後者に就ては南博士³⁾、又穴蟲産だけに就ては吉澤學士⁴⁾の良好な化學分析の結果があり、筆者の一人(T.T.)⁵⁾は其等の屈折率並びに比重の測定を行つた。即ち格子恒數、屈折率及び比重の三物理性質並びに化學成分即ち柘榴石の端成分(end members)の混合割合が判明したのであつて、此等の相互關係を考察する上に缺くべからざる好資料である。

II 研究方法

格子恒數を求めるとする方法に就ては茲に事新しく述べる必要はないが、最後の結果である a_0 の値の精密度を知らしむるに役立つて、繁雑を省みず記述することにした。其方法は前研究⁶⁾と同じく粉末X線寫眞によつたのであつて、フィルムに撮影した Debye-Scherrer の輪間距離(2l

- 1) 神津淑祐、竹内常彦及び大森啓一：粉末X線寫眞の恒數に對する再検討：岩礦，23, 1～18, 昭 15.
- 2) 神津淑祐及び河野義禮：石川長久保產柘榴石に就て；岩礦，20, 210～223, 昭 13.
- 3) 神津淑祐及び河野義禮：穴蟲產柘榴石の化學成分に就て；岩礦，21, 80～85, 昭 14.
- 4) 南英一：秩父大瀧村產の柘榴石；地質，37, 126～127, 昭 5.
- 5) 吉澤甫：二上火山研究概報；地球，14, 344～362, 昭 5.
- 6) 竹内常彦：柘榴石の屈折率と比重に就て；岩礦，21, 205～228, 22, 1～25, 昭 14.
- 6) 神津及び高根；岩礦，21, 33～35, 昭 14.
- 神津及び高根；岩礦，21, 123～125, 昭 14.
- 神津、高根及び竹内；岩礦，21, 239～244, 昭 14.

meas.) を測定し、新補正曲線¹⁾によりその補正を行ひ ($2l$ corr.), カメラの半径 (30.25 mm) を用ひて回折角 (θ) を求め、別に決定した回折線の面指數よりその各々に對する格子恒數 (a_0) を算出したのである。

要するに今回の方法が前回の石川、穴蟲、中津川産柘榴石の a_0 を測定した方法と異なる所は新補正曲線を用ひたこと、同一礦物に對して同時に3個のカメラを使用し、且フィルムを被ふ黒紙の有無の場合都合6つの異なる場合の a_0 を求めて其平均値を得たことである。

III 長久保産滿礬-鐵礬柘榴石

實驗試料は赤褐色を呈する直徑約 2.5 cm の偏菱形二十四面體 (211) の自形結晶の一部を粉末にしたのであつて、化學分析、屈折率及び比重の實

第 一 表

長久保産柘榴石カメラ No. 1 紙付よりの格子恒數

	$2l$ meas.	$2l$ corr.	θ	$\sin \theta$	indices	a_0	intensity
1	42.25 mm	41.35 mm	19°35'	0.3352	400	11.543 Å	m.
2	47.37	46.48	22 0	0.3746	420	11.547	v.s.
3	51.96	51.08	24 11	0.4097	422	11.566	w.
4	54.27	53.40	25 17	0.4271	{ 431 510	11.547	w.
5	58.52	57.66	27 18	0.4587	521	11.550	w.
6	66.48	65.65	31 5	0.5163	{ 532 611	11.548	m.
7	75.75	74.95	35 30	0.5807	444	11.540	w.
8	79.32	78.53	37 12	0.6046	640	11.536	m.
9	82.80	82.02	38 50	0.6271	642	11.543	s.
10	89.66	88.91	42 6	0.6704	800	11.541	w.
11	103.23	102.56	48 34	0.7497	840	11.539	m.
12	106.58	105.93	50 10	0.7679	842	11.544	m.
13	110.00	109.38	51 48	0.7859	664	11.546	v.w.
14	118.97	118.44	56 5	0.8299	{ 853 941	11.538	v.w.
15	136.53	136.19	64 30	0.9026	{ 864 1040	11.541	v.s.
16	140.99	140.71	66 38	0.9180	1042	11.542	s.
						11.544	

1) 神津、竹内及び大森：岩礦，23，1～18，昭 15。

驗を行つたものと同一結晶で、又前回 a_0 の測定に使用したものと同一結晶である。

前章に述べた如く本柘榴石の粉末 X 線寫眞は 3 つの異なるカメラに就て、フィルムを被ふ黒紙の有無で 6 種の寫眞を撮影し、其各々に就て測定を行つたのである。此等の $2l$ meas., $2l$ corr., 廻折角 (θ), 其正弦値 ($\sin\theta$), 面指數及び格子恒數等に對する値を各フィルムに就て掲げることは繁雑に堪えないので、其中の一を代表として茲に掲げるのが第壹表である。他

第 貳 表

長久保産柘榴石の a_0

camera	a_0
No. 1	紙付 11.544 Å
	紙無 11.543
No. 4	紙付 11.530
	紙無 11.549
No. 5	紙付 11.549
	紙無 11.572
mean	11.549

は單に面指數及びこれに對應する格子恒數のみを集め第九表とし論文末に掲げて本實驗の精度を示すこととする。

此等の結果を總括すれば第貳表に示す様で a_0 の平均は 11.549 Å である。然しこれは 6 個の a_0 の中最後の a_0 即ちカメラ No. 5 の紙無フィルムよりの計算値のみは、他のものに比して著しく高いので、これは實驗の際特に centering が不充分であつた

ものとして除外してその平均値を求めるところの値である。

$$a_0 = 11.545 \text{ Å} \pm 0.001$$

IV 穴蟲産灰礫及び苦礫分子を相當量含有する鐵礫柘榴石

本實驗の試料は化學分析、屈折率及び比重の實驗を行つたものと同種類で、瀬戸正雄學士が穴蟲高垣製鍊所に於て集取したものを複眼顯微鏡下に精査し、不純物を含まない濃ルビーカラーを呈するものを集めて使用した。

本柘榴石に就ても前礦物と全く同様に 6 枚の粉末 X 線寫眞を撮影し、その ($2l$ meas.) を測定し、補正を行ひ ($2l$ corr.), θ 及び $\sin\theta$ を求め、別に決定した各廻折線の面指數よりその各々に對する a_0 を計算した。此等 6 表の中 1 表を代表として第參表に掲げ、他の 5 表中からは a_0 の値のみを列記して第拾表として論文末に掲げた。

第 參 表

穴蟲産柘榴石カメラ No. 1 紙付よりの格子恒数

	2l meas.	2l corr.	θ	sin θ	indices	a_0	intensity
1	42.40 mm	41.51 mm	19°39'	0.3363	400	11.505 Å	m.
2	47.37	46.49	22 1	0.3749	420	11.538	v.s.
3	52.05	51.17	24 14	0.4105	422	11.544	w.
4	54.22	53.35	25 16	0.4268	{ 431 510	11.554	w.
5	58.49	57.63	27 17	0.4584	521	11.557	w.
6	66.45	65.62	31 4	0.5160	{ 532 611	11.554	m.
7	75.67	74.87	35 27	0.5800	444	11.554	w.
8	79.22	78.43	37 8	0.6037	640	11.554	s.
9	82.71	81.93	38 47	0.6264	642	11.555	s.
10	89.53	88.78	42 2	0.6696	800	11.556	w.
11	103.04	102.37	48 28	0.7486	840	11.557	m.
12	106.49	105.84	50 7	0.7674	842	11.552	s.
13	109.91	109.29	51 45	0.7853	664	11.553	w.
14	136.26	135.92	64 22	0.9016	{ 864 1040	11.554	v.s.
15	140.72	140.44	66 30	0.9171	1042	11.553	s.
						11.549	

今此等の異なる場合に得られた a_0 を一表とすれば第四表の様である。本産地の柘榴石に就ても 6 個の値は殆んど全く一致し、次の平均値が得られた。

$$a_0 = 11.542 \text{ Å} \pm 0.002$$

V 中津川産灰鐵柘榴石

埼玉縣秩父郡大瀧村には 2 種類の柘榴石を産出し、中津川には暗緑色の灰鐵柘榴石を、橋掛澤には黃褐色の灰礬-灰鐵柘榴石を産出することは既に前報告¹⁾に於て述べた。本報文に於ては其中の中津川産暗緑色灰鐵柘榴石に就て述べるのであつて、橋掛澤産黃褐色灰

第 四 表

穴蟲産柘榴石の a_0

camera	a_0
No. 1 { 紙付 紙無	11.549 Å 11.543
No. 4 { 紙付 紙無	11.542 11.541
No. 5 { 紙付 紙無	11.532 11.546
mean	11.542

1) 神津、高根及び竹内；岩礦，21, 239～244, 昭 14.

第五表

中津川產柘榴石カメラ No. 1 紙付よりの格子恒数

	2l meas.	2l corr.	θ	$\sin \theta$	indices	a_0	intensity
1	40.41 mm	39.51 mm	18°43'	0.3209	400	12.057 Å	m.
2	45.21	44.32	20 59	0.3581	420	12.079	v.s.
3	49.68	48.80	23 7	0.3926	422	12.069	m.
4	63.34	62.50	29 36	0.4939	{ 532 611	12.071	v.w.
5	75.50	74.70	35 23	0.5790	640	12.045	m.
6	78.69	77.90	36 54	0.6004	642	12.055	v.s.
7	85.21	84.45	40 0	0.6428	800	12.038	v.w.
8	97.74	97.03	45 57	0.7187	840	12.036	m.
9	100.61	99.92	47 19	0.7351	842	12.059	m.
10	103.78	103.11	48 50	0.7528	664	12.053	w.
11	111.51	110.91	52 31	0.7935	{ 853 941	12.066	v.w.
12	126.90	126.45	59 53	0.8650	{ 864 1040	12.043	s.
13	130.45	130.04	61 35	0.8795	1042	12.047	s.
14	138.29	137.98	65 20	0.9088	880	12.041	s.
						12.051	

鎌-灰鐵柘榴石に就ては、その精算を目下施行中であるから次の機會に發表することにした。

實驗試料は前回の X 線實驗と同じく、又屈折率並びに比重を測定したものと同種で、徑 1 cm 内外で (110) 及び (211) の面より成る自形結晶を粉末にして用ひた。

實驗の結果は前二者と同様に 6 つの場合があつて、その 1 つの場合を代表として第五表に示した、他の 5 つの結果は a_0 のみを並記して論文末に第拾壹表として掲げた。此等の結果より a_0 を總括すると第六表の様である。表に見るが如く前二者の場合よりは多少精度を缺くが其平均値は次の様である。

第六表

中津川產柘榴石の a_0

camera	a_0
No. 1 { 紙付 紙無	12.051 Å 12.023
No. 4 { 紙付 紙無	12.063 12.052
No. 5 { 紙付 紙無	12.057 12.026
mean	12.045

$$a_0 = 12.045 \text{ \AA} \pm 0.004$$

VI 化學成分と格子恒數、屈折率及び比重との關係

柘榴石の化學成分即ちこれを構成する端成分の混比を明かにすれば、該柘榴石の屈折率及び比重の如き物理性質を算出することが出来る。換言すれば柘榴石の6種の端成分の屈折率及び比重は既に相當の精密さに測定されたのみならず、端成分の混晶である柘榴石の物理性質は端成分の混比に比例しその總和であることが W.E. Ford によつて 1915 年に提唱されて以來、二三の學者によつて一層明かに實驗的に肯定されたからである。

この事實を逆に使つて柘榴石の屈折率及び比重より作圖上その化學成分を豫知し様と試みたのは矢張り Ford に始まる。然しこの2性質のみでは其目的を充分達することが出来なかつた。これは柘榴石の端成分が6種もあつて制限溶體を形成する成分もあり、その組合せが複雜であるからである。

屈折率及び比重の外に猶他の基準となるべき性質を求めれば、一層本礦の分類に役立つのは自明の理である。Stockwell¹⁾ は格子恒數を見出して屈折率及び比重と對比し柘榴石を Gr 及び And と Py, Sp 及び Alm との二大群に類別するに役立て或る種類に對しては端成分をも推測せしめた。又 Fleischer²⁾ は a_0 と化學成分より比重を算出し、其實測値の吟味に役立てた。余等は a_0 を求め、屈折率及び比重と對比し該柘榴石の化學成分を見出し、實驗化學分析より得た成分と如何なる程度の合致を見るかを検せんとするのである。

この検討を行ふ前に河野、吉澤及び南の三氏の行つた化學分析の結果より端成分を算出し、これより Ford-Fleischer の方法に従つて屈折率、比重及び格子恒數 (a_0) を算出し、其結果と余等の實測により見出したこれ等の

1) Stockwell, C.H.; Am. Min., 12, 327~344, 1927.

2) Fleischer, M.; Am. Min., 22, 751~756, 1937.

値と比較して合致の程度を検し、余等の場合に於ても Ford 及び Fleischer の提唱が實驗上採用し得べきや否やを明かにせんとする。

第七表に示した端成分は長久保産及び穴蟲產柘榴石を河野博士の分析した結果から、穴蟲產二種の柘榴石を吉澤學士の分析した結果から、又中

第 七 表

	產 地	端 成 分 (end members)					分析者及び 算出者
		Gr	And	Alm	Py	Sp	
1	石川，長久保 ペグマタイト中	2.5	59.6	4.0	33.8	河野，神津
2	穴蟲	10.9	3.9	68.1	13.0	4.1	河野，神津
3	穴蟲，安山岩中	8.8	4.3	70.7	12.8	3.4	吉澤，神津
4	穴蟲，花崗岩中	6.9	5.2	69.8	14.0	4.1	吉澤，神津
5	秩父，中津川	1.7	96.9	1.0	0.2	0.2	南，神津

津川產柘榴石を南博士の分析した結果から余等の算出したものである。これ等の成分中 Fe_2O_3 は、比重及び a_0 に特に著しい影響を與へる And 分子に關係するものであるから、充分注意を拂つて多少の取捨を行つた。

第八表には第七表に與へた端成分から算出した屈折率 (n)、比重 (G) 及び格子恒數 (a_0) と、余等の實測より得たる n、G 及び a_0 を並記して兩者を

第 八 表

	產 地	n (calc.)	n (obs.)	G (calc.)	G (obs.)	a_0 (calc.)	a_0 (obs.)
1	長 久 保	1.817	1.818	4.23	4.23 4.2451)	11.54	11.545
2	穴 蟲	1.808	1.809	4.11	4.10 4.1291)	11.55	11.542
3	穴蟲，安山岩中	1.807		4.12			
4	穴蟲，花崗岩中	1.808		4.13			
5	中 津 川	1.891	1.8902) 1.8892)	3.84	3.80 3.8551)	12.03	12.045

1) a_0 より算出

2) 三角錐にて測定

比較した。この計算の基本となる端成分の n は Ford の與へた値, G 及び a_0 は Fleischer の與へた値を使用した。

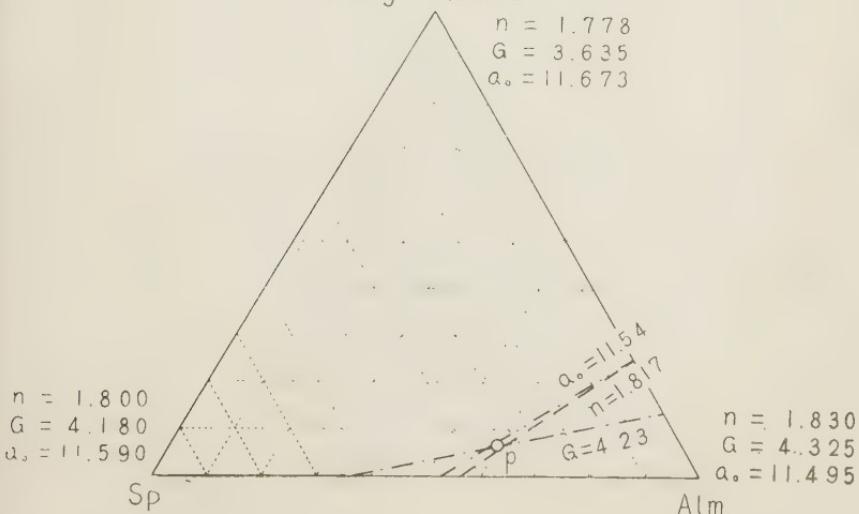
表に見る如く屈折率では小數點下 3 位で僅かに 1 の差であり、比重では中津川産を除けば小數點下 2 位で 1 の差であり、 a_0 では 0.01 乃至 0.02A の差である。實に豫想外の一一致と云はねばならぬ。周知の如く比重の測定は純なる材料を適當量得るに相當困難なものである。長久保及び穴蟲では純質のものを相當量得ることが出来ぬが、中津川産のものはこれが困難であつて、其測定方法も前者はピクノメーターを使用せるに對し、後者はウエストフアールバランスを用ひたので精密度は遙かに低い。計算値が 3.84 に對し實測値は 3.80 である、然し a_0 から算出した値は 3.855 であるからこれで實測値の不精確の程度を補正することが出来る。

次に逆に屈折率、比重及び a_0 から端成分を作圖上から求めて見よう。

1 石川長久保産柘榴石の化學分析の結果より算出した端成分 Alm=59.6 %, Sp=33.8 % 及び (And+Py)=6.5 % を三成分として取扱ひ、

第 一 圖

4.0 Py + 2.5 And



正三角形座標に投影すると第壹圖に見る如く p 點を以て示さる。又同座標中に端成分より算出した $n=1.817$, $G=4.23$ 及び $a_0=11.54$ に相當する値の軌跡を求めるとき圖に見る如き三直線を得らる。若し本柘榴石が理想的に三成分より成り n , G 及び a_0 もこれ等三成分の理想値より算出されたものならばこれ等の三線は皆一點即ち成分點 (p) に會する筈である。然るに現在の實測値は未だこの幾何學的作圖を充分満足せしむべき精密度に達して居ない。それ故にこの作圖で求むる成分は、これ等三線の切り合ひ點に近いものであると云ふだけで満足する外ないのである。それでも本柘榴石中に Alm 分子の約 60 %, Sp 分子が約 35 % を含有すると云ふ程度のことは知られる。

かかる問題を解決する場合に、若し柘榴石の化學分析が與へられない時に、如何なる端成分が主要なるものであるかを定量分析以外の方法で知りたいのである。それには矢張り屈折率、比重及び格子恒數の三つの中の何れか二つを精密に知れば多くの場合その目的を達する。即ち Stockwell の與へた屈折率或は比重に對する a_0 の作圖から目的を達し得る。

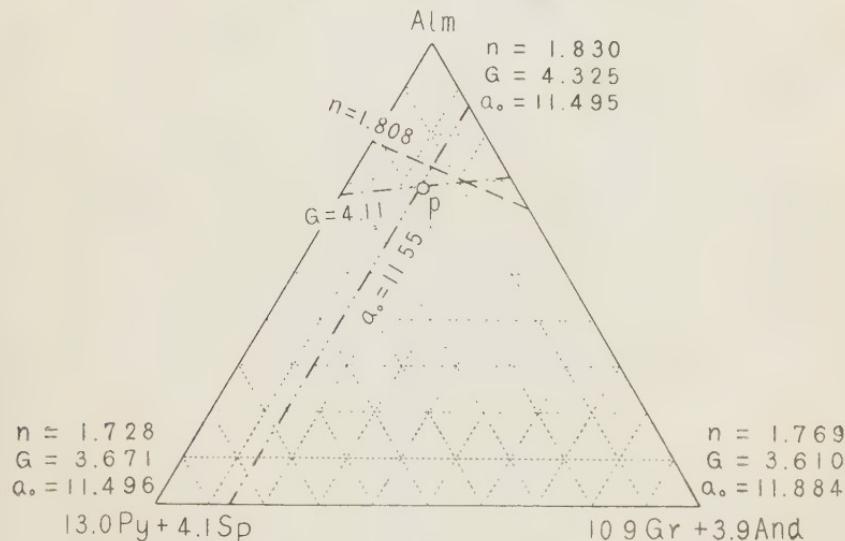
殊に石川產柘榴石の場合は其中に Alm 分子が多量に存在することは屈折率と比重との關係からでも容易に知ることが出来る。Sp 分子の存在は Mn の存在を確める必要があるがこれは簡単なる定性分析でも又吸管分析でもその目的を達することが出来る。

2 穴蟲產柘榴石の化學分析の結果より算出したる端成分 (第七表参照) を $\text{Alm}=68.1\%$, $(\text{Py}+\text{Sp})=17.1\%$ 及び $(\text{Gr}+\text{And})=14.8\%$ の三成分に取扱ひ、これを正三角形座標に投影すると第貳圖の p 點にて示される。又前の場合の如く同座標中に端成分より算出した $n=1.808$, $G=4.11$ 及び $a_0=11.55$ に相當する値の軌跡を求めるとき圖に見る様な三直線が得られる。理想的にはこれ等三線が p 點で會する筈であるが、實測上の誤差で小三角形を挟んで交叉する。この方法で求め得る化學成分はこの小三角形内のものであると言ふ程度であるが、然し Alm 分子を約 70 % 有す

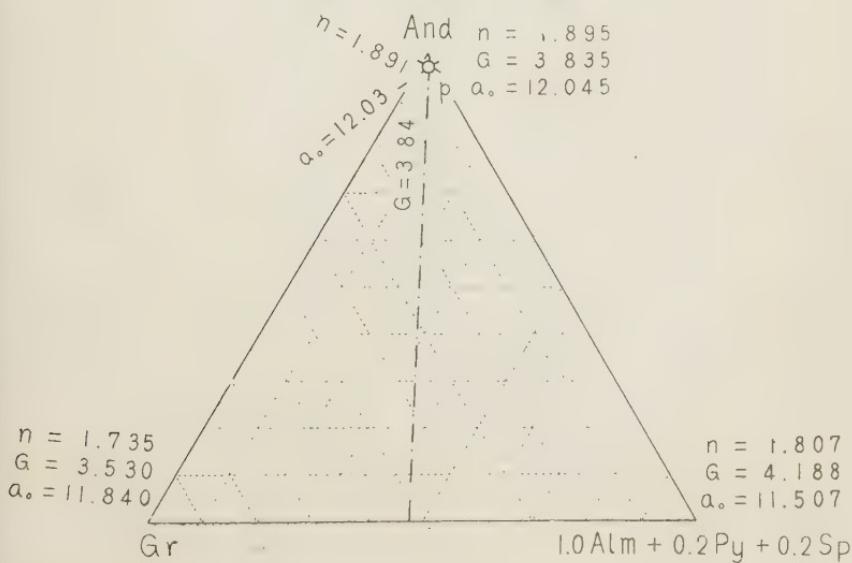
るものであるとは容易に推知することが出来る。

若しこの柘榴石に於て化學分析が與へられないで光學性だけだと、Alm

第 貳 圖



第 參 圖



分子が相當量存在すると言ふことのみしか知ることが出来ない、これは Py, Gr, Sp 及び And の四種が相當量混在するからである。

3 中津川產柘榴石の場合は第參圖で示される。この場合には And 分子が大部分であるから、その物理性質からのみでも容易に化學成分の大體を推知することが出来る。

VII 總 括

1 新補正曲線を用ひて石川長久保產、穴蟲產及び中津川產柘榴石の格子恒數の再検討を行つた。

2 格子恒數測定は粉末法を用ひ、實驗上の誤差を小ならしむる爲に一つの柘榴石に對し、三つのカメラとフィルムを被ふ黒紙の有無で都合六つ

第 九 表

長久保產柘榴石の格子恒數

indices	カメラ No. 1 紙付		カメラ No. 1 紙無		カメラ No. 4 紙付		カメラ No. 4 紙無		カメラ No. 5 紙付		カメラ No. 5 紙無	
	a ₀	a ₀										
400	11.543Å	11.514Å	11.486Å	11.524Å	11.552Å	11.571Å						
420	11.547	11.538	11.505	11.538	11.555	11.580						
422	11.566	11.552	11.514	11.544	11.574	11.582						
431 } 510 }	11.547	11.540	11.547	11.553	11.562	11.583						
521	11.550	11.557	11.531	11.531	11.557	11.583						
532 } 611 }	11.548	11.548	11.532	11.554	11.548	11.565						
444	11.540	11.553	11.540	11.558	11.549	11.573						
640	11.536	11.549	11.536	11.554	11.545	11.585						
642	11.543	11.555	11.538	11.555	11.551	11.572						
800	11.541	11.556	11.511	11.556	11.545	11.584						
840	11.539	11.558	11.533	11.560	11.542	11.566						
842	11.544	11.552	11.544	11.563	11.540	11.566						
664	11.546	11.551	11.540	11.559	11.548	11.564						
853 } 941 }	11.538	11.542	11.536	11.552	11.522	11.558						
864 } 1040 }	11.541	11.559	11.541	11.553	11.546	11.557						
1042	11.542	11.546	11.542	11.552	11.545	11.557						
	11.544	11.548	11.530	11.549	11.549	11.572						

の異なる條件の下に測定を行ひ、その平均値を採用した。其結果は次の様である。

$$\text{長久保産} \quad a_0 = 11.545 \text{ \AA} \pm 0.001$$

$$\text{穴蟲産} \quad a_0 = 11.542 \text{ \AA} \pm 0.002$$

$$\text{中津川産} \quad a_0 = 12.045 \text{ \AA} \pm 0.004$$

3 a_0 を求むる實驗に於て礦物粉末栓をカメラに附着する際、廻轉軸に對する centering が測定の結果に最も大なる影響を與へるから、この點に特に注意が必要と考へる。

4 今回得た a_0 と化學分析より得たる端成分より算出した a_0 とは第八表に見るが如く極めて近似の値である。

5 極榴石の種類を識別する爲には a_0 の値は小數點下二位で 2 単位以

第 拾 表

穴蟲産極榴石の格子恒數

indices	カメラ No. 1 紙付		カメラ No. 1 紙無		カメラ No. 4 紙付		カメラ No. 4 紙無		カメラ No. 5 紙付		カメラ No. 5 紙無	
	a_0	a_0	a_0									
400	11.505 Å	11.496 Å	11.476 Å	11.496 Å	11.486 Å	11.496 Å	11.486 Å	11.496 Å	11.486 Å	11.496 Å	11.496 Å	
420	11.538	11.530	11.530	11.530	11.522	11.530	11.522	11.530	11.522	11.530	11.530	
422	11.544	11.552	11.529	11.529	11.529	11.529	11.529	11.529	11.529	11.529	11.529	
431	11.554	11.540	11.533	11.540	11.533	11.540	11.533	11.540	11.533	11.540	11.540	
510	11.554	11.540	11.533	11.540	11.533	11.540	11.533	11.540	11.533	11.540	11.540	
521	11.557	11.544	11.557	11.544	11.531	11.544	11.531	11.544	11.531	11.544	11.544	
532	11.554	11.535	11.543	11.535	11.532	11.543	11.532	11.535	11.532	11.535	11.535	
611	11.554	11.535	11.543	11.535	11.532	11.543	11.532	11.535	11.532	11.535	11.535	
444	11.554	11.536	11.549	11.536	11.544	11.536	11.544	11.536	11.544	11.536	11.536	
640	11.554	11.545	11.549	11.545	11.540	11.545	11.540	11.545	11.540	11.545	11.545	
642	11.555	11.547	11.551	11.547	11.538	11.551	11.538	11.547	11.538	11.547	11.547	
800	11.556	11.549	11.552	11.549	11.505	11.552	11.505	11.549	11.552	11.549	11.549	
840	11.557	11.551	11.551	11.551	11.545	11.551	11.545	11.551	11.545	11.551	11.551	
842	11.552	11.552	11.558	11.552	11.549	11.558	11.549	11.552	11.549	11.547	11.547	
664	11.553	11.548	11.551	11.553	11.545	11.551	11.545	11.553	11.545	11.548	11.548	
864	11.554	11.551	11.553	11.551	11.551	11.553	11.551	11.554	11.551	11.551	11.551	
1040	11.553	11.551	11.552	11.551	11.537	11.552	11.537	11.546	11.537	11.546	11.546	
	11.549	11.543	11.542	11.541	11.532	11.542	11.532	11.546	11.532	11.546	11.546	

上の誤差を必要とする。

6 柏櫛石の a_0 は其比重の測定よりは一般に容易で且つ不純な包裹物の影響殆んどなく精確なる値を得ることが出来るから、屈折率と共に本礦の種族を識別する物理性質として大切のものである。

7 上の理由で屈折率と比重で柏櫛石の種類の識別が困難の場合でも屈折率及び a_0 で識別が容易の場合があり得る。

8 比重の測定が精密に出来る場合は屈折率及び a_0 の測定に追加して測定することが大切である。長久保産柏櫛石は其好例で第壹圖に見るが如く n 線と a_0 線とは其走向が似て居る爲に兩線の切合ひが極めて不安定である。この場合比較的精密な比重の測定があつた爲に p 點に近き切合が見出されたのである。從て本礦には Alm 分子が約 60 % 含有すると言ふことが知られたのである。

第 拾 壱 表

中津川柏櫛石の格子恒数

indices	カメラ No. 1 紙付	カメラ No. 1 紙無	カメラ No. 4 紙付	カメラ No. 4 紙無	カメラ No. 5 紙付	カメラ No. 5 紙無
	a_0	a_0	a_0	a_0	a_0	a_0
400	12.057Å	12.015Å	12.088Å	12.057Å	12.067Å	12.036Å
420	12.079	12.025	12.088	12.079	12.070	12.042
422	12.069	12.020	12.093	12.069	12.077	12.036
532	12.071	12.028	12.089	12.065	12.046	12.021
611						
640	12.045	12.016	12.065	12.060	12.055	12.025
642	12.055	12.022	12.073	12.050	12.059	12.022
800	12.038	12.021	12.058	12.050	12.059	12.025
840	12.036	12.016	12.060	12.040	12.050	12.020
842	12.059	12.017	12.059	12.046	12.052	12.019
664	12.053	12.019	12.044	12.074	12.074	12.025
853	12.066	12.014	12.031	12.034	12.025
941						
864						
1040	12.043	12.029	12.051	12.035	12.045	12.025
1042	12.047	12.020	12.050	12.033	12.081	12.026
880	12.041	12.022	12.050	12.032	12.033	12.027
	12.051	12.023	12.063	12.052	12.057	12.026

9 穴蟲産柘榴石は端成分が五種も存在して居るから、n, G 及び a_0 の物理性質のみでは Alm 分子が相當量存在すると言ふ外に化學成分に就て知ることが出来ぬ。若し何等かの手掛りで Py 及び Gr 兩分子が各 10 % 近く含有し、Sp 及び And 分子は少量であると言ふことが知れば、Alm 分子の含量百分比の大要は知られる。

10 中津川産柘榴石の如く And 分子 95 % 以上を含有する場合は、 a_0 の測定のみでも亦屈折率の測定のみでも其化學成分の大要は知ることが出来る、 a_0 も n も其値が柘榴石族中最高であるからである。

本研究に要した研究費の一部は日本學術振興會第2小委員會から支給せられたものである。茲に同會に對し謝意を表する。

北海道に於ける蛇紋岩に伴ふ優白岩類に就いて (I)

理學博士 鈴木 醇

緒 言

北海道に於ける脊梁山脈の西側に沿ふ地帶には、日高系、白樺系、侏羅系、神居古潭系及び第三系に屬する諸岩層が略々南北の走向を以て稍々平行に排列して居るが、これ等の地域に上記岩層と同様に略々南北の延長を有する過鹽基性火成岩が著しく發達してゐる事は注目すべきである。殊に天鹽、石狩、膽振、日高等の山地に於ける神居古潭系及び侏羅系の發達する地域中に於けるものは、極めて龐大なるもので、その占むる面積の廣範なる事は、本邦全土中他にその例を見ないものである。

その產狀を見るのに小なるものは幅數米乃至數十米のレンズ状をなして諸岩層間に平行に存在して居るが、大なるものは東西の幅數糸乃至十數

杆、南北の延長十數杆乃至數十杆に及ぶ不規則なる形狀をなして諸岩石を貫いて居るもの數箇所を數ふる事が出来る。

此等過鹽基性岩石が神居古潭系の諸結晶片岩層を貫いた部分に於いては、附近の岩石は接觸變成作用を蒙り、特殊の岩相特に含曹達珪酸鹽礦物に富むものを生じて居る事は已に屢々報告せられた處であるが¹⁾、最近の調査に據つて侏羅系の岩層にも接觸變成作用を與へ局部的に岩層を固化せしめ且片狀岩化せしめて居る事實の少くない事が知らるるに至つた。北海道に於ける全ての蛇紋岩塊の正確な進入時代に關しては未だ不明であるが、上記の事實

第 一 表

よりして少くとも
侏羅紀以後の地殼
變動に伴つて生じ
たものが少くない
事が窺はれる。

これ等の過鹽基
性岩石の一部には
尙新鮮なる橄欖石
或は輝石等を含む
橄欖岩又は輝石橄
欖岩が存して居る
が、大部分のもの
は、現今蛇紋岩に依
つて代表せられて

居るものである。
尙此等の蛇紋岩に

	I		II	
	wt. %	mol. prop.	wt. %	mol. prop.
SiO ₂	38.45	638	39.39	653
Al ₂ O ₃	3.24	32	1.45	14
Fe ₂ O ₃	3.26	20	2.94	18
FeO	5.16	72	5.60	78
MgO	36.32	900	37.84	938
CaO	0.87	16	0.52	9
Na ₂ O	0.25	4	—	—
Ig. loss	12.53	—	12.79	—
Total	100.08		100.53	
Niggli Value				
si	60	..	60.5	
al	3	..	1	
fm	95	..	98	
c	1.5	..	1	
alk	0.5	..	0	
mg	0.89	..	0.89	
k	0.00	..	0.00	
c/fm	0.02	..	0.01	

〔蛇紋岩(石狩國雨龍郡鷹泊奥産、分析者 金成明氏)〕

〔蛇紋岩(石狩國空知郡山部村岸の澤産、分析者 小西尚氏)〕

1) 鈴木醇、山口四郎：旭川北西部山地に於ける鹽基性火成岩の接觸變質作用に就いて、地質學雜誌、第40卷(昭和8年)388頁、其他。

塊状を示す事が一般であるが部分的には地殻變動により影響せられた結果とも見るべき蛇紋片岩、滑石片岩又は陽起石片岩等を示して居る事も見る事が出来る。

今参考のためこれ等の岩石中化學成分の判明せるものを擧ぐれば第壹表の如くである。

北海道に於けるこれ等蛇紋岩塊は一部に重要な礦產資源を含有して居るので現今各方面より注意が向けられて居る。特に日高及び膽振山地の格魯謨礦床、天鹽溫根内地方の水銀礦床などその例であるが、近頃は更に狩山部地方その他に溫石綿脈が發見され始めた。尚天鹽川、雨龍川沿岸その他に産する砂白金、イリドスミン及び砂格魯謨等いづれも蛇紋岩に源を發して居る事は言を俟たない。ニッケルを含有する良質のものは未だ知られて居ないが、0.2~0.3%程度を含むものは相當廣く分布する様である。

北海道に於ける蛇紋岩の發達する地帯を調査し極めて興味ある事は、蛇紋岩塊中或はこれに接する地域に多種の優白岩 (leucocrates) 及び優黒岩 (melanocrates) の發達して居る事である¹⁾。特に前者は後者に比して、その數量に於いて遙かに凌駕するものと信ぜられる。本文に於いては優黒岩に就いては暫く擱き、特に優白岩に就いてそれ等の性質を記述する事とする。

優白岩類の性質

北海道に於ける蛇紋岩に伴ふ優白岩類は幅一米より數十米に及ぶ岩脈として蛇紋岩塊自身又はこれに接近せる他の岩層中に產出するもので、それ等は產狀より推して、過鹽基性火成岩に附隨した岩漿分化による脈岩として貫入したものと見る事が出来る。本岩類は北海道に於ける蛇紋岩地帶には極めて普遍的に分布するものであるが、地方的に數量並びに性質を異にするものである。從來知られた處によれば、北海道に於ける蛇紋岩塊

1) 鈴木醇：御荷鉢系及び神居古潭系の岩石學的研究、日本學術振興會抄報第1號（昭和14年）28頁。

中特に格魯謨鐵礦又は石綿脈の胚胎する地域に於いては、この種の優白岩類の發達が著しい傾向あり、これ等特殊礦床成生と優白岩類の貫入との間に何等かの因果關係ある事を思はしめるものである¹⁾。

尙これ等各種の優白岩類は更に其後の貫入にかかるものと思はれる特殊礦物の細脈例へば曹長石、石英、ウェスブ石、攀灰柘榴石、方解石、霰石、曹灰針石或は沸石等の細脈によつて貫かれた事實がある。

既述せる如く、北海道に於ける大なる蛇紋岩體には、侏羅紀の岩層に接觸變成作用を與へた事實を證するものが少くない故、これ等蛇紋岩體を貫く各種の優白岩類は更に後の時代に於いて生成せられたものである事は言を俟たない。總ての優白岩類の貫入を略同時代のものとするや否やは疑問であるが、優白岩自身の產狀のみに就いて見れば、蘆別山麓に於いては、特殊の優白岩の細脈が白堊紀三角介層を貫き、これに接觸變成作用を與へて居る事が知られて居る²⁾。蛇紋岩と共に伴ふ優白岩との生成時期の間に如何なる隔りがあるかは不明であるが、若し後者が前者の進入に引き續いて行はれたものとするならば蛇紋岩の進入時期も上部侏羅以後更に遙かに若い時代まで引き上げる事が出来るかもしだい。この問題に就いては此後更に各地の地質調査を必要とするものである。

北海道に於ける蛇紋岩に作る各種優白岩類は外見乳白色乃至灰白色或は有色礦物の多寡によりて淡灰乃至淡灰綠色を示し、多くは細粒緻密のものであるが、時には粗粒の集合よりなるものも認められる。一見略々同種類の如く見ゆるものでも、礦物成分並びに化學成分より見れば極めて相異なる性質を示して居る事が少くない。何れの場合に於いても岩質堅固であるために比較的周圍の風化した蛇紋岩その他の岩石中に突起して產出して居る事が多く、野外に於いて直にその存在を知る事が出來る。今各地

1) 鈴木醇、三本杉巳代治：北海道に於けるクローム礦床に就いて、地質學雜誌、第46卷（昭和14年）324頁。

2) 橋本亘：石狩國空知郡富良野盆地西部山地の地質、地質學雜誌、第43卷（昭和11年）509頁。

より產出したものを岩石學的に綜合すれば大體次の如く分類する事が出来る。

- (A) 曹長岩 (Albitite)
- (B) 石英曹長岩 (Quartz-albitite)
- (C) 曹長斑岩 (Albitophyre)
- (D) 角閃石曹長岩 (Hornblende-albitite)
- (E) 曹長石アプライト (Albite-aplite)
- (F) トロンエム岩 (Trondhjemite)
- (G) ペグマタイト (Pegmatite)
- (H) 閃綠岩質アプライト (Diorite-aplito)
- (I) 閃綠斑礫岩質アプライト (Diorite gabbro-aplito)
- (J) 斑礫岩質アプライト (Gabbro-aplito)
- (K) ロデン岩 (Rodingite)
- (L) 各種白色礦物脈 (White veins)

上記の各岩石は固結後に加へられたる地殻變動により各礦物は粒狀化作用を受け、且波狀消光或は屈曲を行つて居るもののが少くない。又これ等の内更に強い變化を蒙つたものに於いては、岩石全體として壓碎作用を受け、部分的には再結晶作用を行ひ、從來の火成岩としての構造を失つて居るものも認める事が出来る。

(A) 曹長岩 (Albitite)

北海道に於ける蛇紋岩に伴ふ優白岩中最も廣く分布するものは曹長岩及び石英曹長岩で、これ等は特に日高、膽振山地に著しい發達をなすものである。それ等の最も代表的のものは日高國沙流川支流ニセウ川沿岸、八田礦山附近、日東及び新日東礦山附近、右左府三號の澤、糠平礦山附近等に發達して居るが、幅は一米より數米に及ぶものが最も多い。これ等は何れも白色乃至灰青白色緻密の岩石で曹長石又はこれと石英とを主體となすものであるが、構造上晶粒均質のものと、斑狀構造著しきものとに大別す

る事が出来る。これ等兩者は野外に於いて識別困難であるが、共に極めて近接した地域に發達し、略同様の產状を示すものと思はれるもので、往々同一岩脈中に於いて部分的にこれ等の性質を示すものをも見る事が出来る。又大なる岩脈に於いては、一部が石英或は角閃石を含む岩種に移化するものも存在する。

緻密なる曹長岩は 0.1~0.5 mm 内外の不規則な曹長石粒の集合體よりなる粒狀完品質のもので、曹長石は屈折率により測定するに Ab_{95-85} の範圍のものが多い。

これ等曹長石粒は乳白色又は淡褐色に渾濁して居るものも少くないが一部には極めて新鮮である。いづれも細いアルバイト式双晶を示して居るが累帶構造を示すものは稀である。但し部分により波狀消光、或は屈曲等を示して居るものも少くない。壓碎作用を受けて粒狀化作用を示した結晶の周邊部には特に純粹に近い緻密な曹長石の發達を見る事が出来る。

本岩中には稍々多量の綠泥石及び微量の絹雲母を含有して居る部分がある。この場合、前者は淡綠色乃至淡褐綠色にして不規則に撓曲した葉片狀集合をなして常に曹長石粒間に分布して居る。これ等の内には榍石の細粒を混じて居る事が屢々ある。

綠泥石の多量に存在する岩石は、肉眼的に稍々淡灰綠色を帶び、時にその内に暗綠色の斑點を有するものである。絹雲母は極めて微細なる片狀をなして普遍的に散布して居る。

本岩中には往々少量の石英及び正長石を含む事があるが時には全くこれら等を缺如して居る。前者に於いては石英は緻小なる球狀をなして曹長石中に包裏せられて居るもののみ外は曹長石粒の間隙を充たして存在して居る。又正長石は時には新鮮、時に汚濁するもので、一般に小粒をなして曹長石粒の間に介在して居る。

尚ニセウ川沿岸に産する曹長岩のある部分には小量ながら淡黃色の綠

簾石及び淡綠色角閃石の微晶を含有して居るものがあろ。斑状構造を示す曹長岩は均質等粒の曹長岩と殆ど區別し居ない外見を備へて居るが、顯微鏡下に於いては稍々大なる曹長石の斑晶の間を細粒緻密なる曹長岩質石基で埋めて著しい斑状構造を示して居る事を特質として居る。この種の岩石は日高國八田礦山下の觀音岩、右左府三號澤、沙流川支流ニセウ川に產するものにその好例を見ろ事が出來る。要するに本地方の曹長石を主體とする優白岩類は嘗て H. W. Turner¹⁾がカリフォルニアの蛇紋岩中の優白岩類に對し初めて曹長岩 (albitite) と命名したものと殆ど同様の性質を示すものである。

今上記觀音岩を構成する岩石について檢するのに、斑晶は長徑 1 mm 内外の曹長石とこれ等の周圍を埋めろ 0.05~0.5 mm の礦物粒の集合よりなる石基とよりなるものである。斑晶たる曹長石は一般に周圍が稍々粒状化作用を蒙つて居るため不規則なる形狀を示し且つ波状消光を示して居る事が多い。斑晶は中央部が往々分解して汚濁して居るが、周邊は多くの場合新鮮である。石基は主として曹長石、綠泥石、榍石及び絹雲母を混じて居る。これ等の性質は既述した曹長岩の細粒なるものと略同様である。

又沙流川東岸新日東礦山事務所附近に產するものは石基を構成する礦物粒が稍々大きく時には斑状構造の著しくない所もある。斑晶も石基も新鮮ではあるが極めて強い歪みを得たものの如く殆ど全部が甚だしい波状消光を示して居る。尙ほ本岩中には綠泥石の發達少く、小量の無色に近い角閃石と黝簾石とを含有して居る事を特徴とする。本岩に就いて化學分析を行ひたる結果は第貳表 I の如くである。尙新日東礦山の坑内中に出づるものに光澤なく乳白色を示した特種の優白岩がある。本岩は顯微鏡下に於いて檢するのに白濁不透明の基地中に稍々新鮮なる曹長石粒が散點し又極めて小量の綠泥石及び葡萄石を混じ居るものである。一部

1) H. W. Turner; Notice of some syenitic rocks from California, Amer. Geol. Vol. XVII (1896) 380 頁 その他。

分に石英の微粒よりなる細脈に貫かれて居るが、岩石成分としての石英粒は殆ど認められない。本岩はその産状並びに岩質より推して恐らく曹長岩が貫入後更に上昇した熱水溶液のために變化を受け在來の曹長石その他が著しく粘土化せるものと思はれる。本岩石に關する化學分析の結果を第貳表 II に上げ、新鮮なる曹長岩との比較に供する事とする。

第貳表に於ける

二個の分析を比較するのに後者 II は前者 I に比して著しく珪酸並びに曹達が減少し、これに反して極めて多量の礫土及び水分が増加して居る事が認められる。即ち後者中には曹長石を置換して多量の二次的含水礫土質珪酸鹽礦物が發達して居る事が示されて居る。

(B) 石英曹長岩 (Quartz-albitite)

以上は曹長岩中比較的石英に乏しきもの或は全くこれを缺如して居る

第 貳 表

	I		II	
	wt. %	mol. prop.	wt. %	mol. prop.
SiO ₂	67.17	1114	57.56	955
TiO ₂	0.30	4	0.10	1
Al ₂ O ₃	18.22	178	24.96	244
Fe ₂ O ₃	0.46	3	0.24	2
FeO	0.65	9	0.36	5
MnO	0.06	1	—	—
MgO	1.08	27	0.72	18
CaO	0.92	16	1.82	32
Na ₂ O	9.46	153	3.61	58
K ₂ O	0.33	4	0.11	1
P ₂ O ₅	—	—	—	—
H ₂ O(+)	0.92	51	9.62	—
H ₂ O(-)	0.31	—	0.84	—
CO ₂	—	—	0.08	2
Total	99.88		100.02	
Niggli Values				
si	281		264	
al	45		67.5	
fm	11		7.5	
c	4		9	
alk	40		16	
mg	0.63		0.67	
k	0.03		0.03	
c/fm	0.36		1.20	

I 曹長岩 (日高國沙流郡平取村新日東礦山事務所附近 分析者 小松三郎氏)

II 分解せる曹長岩 (同上坑内 分析者 同上)

ものに就いて述べたが、同岩石中には往々稍々多量の石英を含有し、所謂石英曹長岩と命名すべき性質を示して居るものがある。本岩は石英に乏しき曹長岩と全く同様に岩脈状をなして産するもので、その代表的なるものは、日高八田礦山狸岩、同糠平礦山伴慶坑南部、沙流川支流ニセウ川沿岸等に於いて見る事が出来る。

これ等岩脈は一般に一米乃至數米の幅を有するものが多いが八田礦山狸岩の如きはその幅約30米に及んで居る。

本岩石は構造上前述の曹長岩と同様に大體等粒均質のものと斑状構造を示すものとに分ち得るもので曹長石及び石英を主成分とし、これに少量の綠泥石、角閃石、絹雲母、榍石、其他を含有するものである。石英の大部分は曹長石粒の間隙を満たして存在するものであるが斑状構造をなすものに於いては稀に球状の斑晶をなして居るもの認められる。

八田礦山狸岩は大なる格魯謨礦床に近接して存在し坑道の一部は同岩塊を貫通して居るが未だ礦床と相接して居る部分は知られて居ない。同岩は長徑1mm内外の不規則な曹長石及び石英を斑晶としこれ等を比較的粗粒な0.5mm内外の曹長石及び石英粒よりなる石基を以て充填して居る。斑晶をなす斜長石の中央部は往々分解して渾濁して居る事があるが、それ等も周邊は曹長化作用を受け極めて新鮮である。石英の斑晶は稍々球形に近いものも多いが全體とし曹長石の斑晶に比して非常に小量である。狸岩の周邊部に於ける石基中には綠泥石、黝簾石、絹雲母を含有して居るが、坑内に於いて採集した狸岩中心部のものには上記のもの外に角閃石の微品を含むものである。本岩の化學成分は第參表Iに示す如くである。

又日高國沙流郡糠平礦山伴慶坑南部に貰入して居る岩石は部分的に稀に斑状構造を示すが大體は0.02~0.05mm内外の曹長石及び石英を主體とする緻密なる石英曹長岩である。本岩中には少量の綠泥石に絹雲母を含んで居るがその一部に淡青乃至淡堇青色の多色性を示す短針状礦物が

第 參 表

	I		II	
	wt. %	mol. prop.	wt. %	mol. prop.
SiO ₂	70.24	1165	72.92	1209
TiO ₂	0.07	1	0.16	2
Al ₂ O ₃	16.86	165	16.69	163
Fe ₂ O ₃	0.14	4	0.25	2
FeO	0.86	12	0.50	7
MnO	tr	—	tr	—
MgO	0.73	23	0.43	11
CaO	0.92	16	0.42	7
Na ₂ O	6.85	110	7.43	120
K ₂ O	1.94	21	0.29	3
H ₂ O(+)	0.86	48	0.48	27
H ₂ O(-)	9.48	—	0.20	—
Total	99.95	—	99.77	—

Niggli Values

si	333.8	383.4
al	47	52
fm	11	7
c	4.5	2
alk	35.5	39
mg	0.62	0.50
k	0.16	0.02
c/fm	0.43	0.32

I 石英曹長岩(日高國沙流郡幌去村八田礦山獨岩,
分析者 小松三郎氏)

II 石英曹長岩(日高國沙流郡貫氣別村棟平礦山伴慶
坑南部 分析者 小松三郎氏)

見ろに、兩者共に略々同様の成分を有する岩質たる事を物語つて居る。尙これ等を第壹表に舉げた曹長岩 I に比すれば、稍々曹達に乏しく珪酸に富む事を示して居る。即ち此の事實は第貳表に舉げた岩石類が比較的石英に富む事に原因する事たるは言を俟たない。

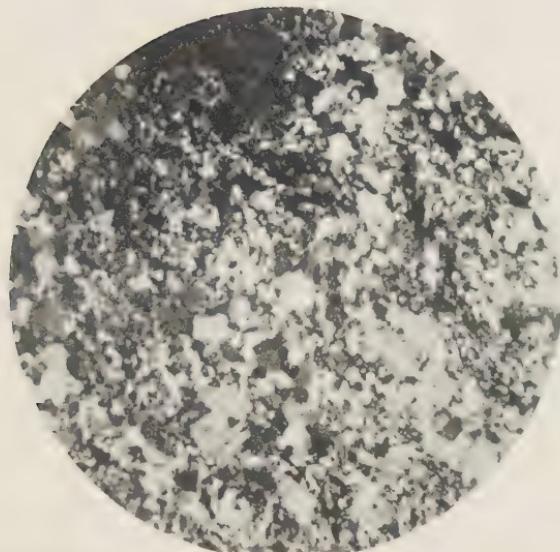
(C) 曹長斑岩 (Albitophyre)

日高國沙流川支流ニセウ川中にて得たる白色緻密の一轉石を顯微鏡下に於いて検したのに、同岩質は曹長石及び石英を主體とし著しい斑状構造

含まれて居る。本礦物は延長性正負兩様を示し且つ消光角 c:Y=18~20° を有し青閃石(crossite) の性質を示すものである。即ち本礦物は石英曹長岩中の一成分たりし角閃石が、其後上昇した曹達に富む熱水溶液の影響によつて青閃石化作用を受けたものと思はれる。糠平礦山産の岩石に關する化學成分は第參表 II に示す如くである。

第參表の分析を

第 一 圖



曹長岩(日高國沙流郡糠平礦山伴慶坑) 1号 24

第 二 圖



斑狀曹長岩(日高國沙汰郡八田礦山) 1号 24

第 參 圖



曹長斑岩(日高國沙流郡ニヒウ川) 十字ニコル $\times 24$

第 四 圖



角閃石曹長岩(天鹽玉宇戸内川支流) 十字ニコル $\times 24$

を示し且つ一部に微文象状構造の發達して居る特殊のものである事を知つた。即ち本岩はその礦物成分並びに構造より推して最近 H. von Eckermann¹⁾ によつて定義せられた所謂曹長斑岩 (albitophyre) に相當するものと見る事が出来る。

本岩の眞の產狀に就いては未だ不明であるがニセウ川流域の蛇紋岩中に他の曹長岩と同様に岩脈として貫入して居るものである事は想像に難くない。尙本地方に於いては未だ本岩の如き微文象状構造を示す岩石の存在が余り多く知られて居ないが、既に述べた様に、本地方の斑状構造を示す石英曹長岩中には、造山運動に伴ふ壓碎作用により各礦物粒の周邊が著しく粒状化作用を蒙つて居るものが少くないから、この種の岩石中には、在來曹長斑岩としての構造を有して居たものが粒状化作用の結果その微文象状構造を失つたものがあるかも知れない。

述べんとするニセウ川の曹長斑岩は粗状完晶質石でその内に比較的多量に散點する曹長石斑晶は半自形を示し長徑 1~2mm 附近のものである。石英は斑晶として存在するものは認められないが石基中に曹長石と相混じて存在し又部分により曹長石との間に美しき微文象状構造を示して居る事を特徴とする。石基中には綠泥石及び絹雲母の葉状緻片を散布するものであるが、所により 1mm に達する白雲母を含有する事が注目される。

本岩に就いての化學分析は未だ行はれて居ないが礦物成分並びに割合より推せば前述の石英曹長岩と略々同様の成分を示すものと信ぜらる。

(D) 角閃石曹長岩 (Hornblende-albitite)

曹長岩又は石英曹長岩中に微量の角閃石又は青閃石化せる角閃石の含まれて居る例に就いては已に述べた所であるが、日高國右左府三號の澤、

1) H. von Eckermann: A contribution to the knowledge of the late sodic differentiates of basic eruptives. Jour. Geol. Vol. 46, No. 3, (1938), p. 416, Albitophyre なる語は 1857 年 H. Coquand により初めて用ひられたものであるが定義は判然としたものではなかつた。

同糖平礦山西神坑南部、天鹽國譽平及び宇戸内東部地方に産する曹長岩中には曹長石に次ぐ主要礦物として多量の角閃石を含有して角閃石曹長岩なるものを構成して居る。

これ等各地より産する角閃石曹長岩は其等の構造組成、主要礦物の割合、礦物の組合せ、及び礦物の性質等に於いて、種々異つた岩質を示して居るものである。今上記各地産の岩石中代表的のものを選んでその特性を略記する事とする。

右左府三號の澤に産する角閃石曹長岩は灰白色を呈し細粒緻密なる岩質を示すもので、その主成分たる曹長石は 1mm 以下の不規則なる形態を示し、又角閃石は 1mm 以下の柱状をなし、その性質は $n_1=1.647$, $n_2=1.658$, $c:Z'=20^\circ$, $X=\text{無色}$, $Y\approx Z=\text{淡灰黃綠色}$ である。

糠平礦山西神坑南部に露出するものは右左府三號澤産のものに類似するが、稍々斑状構造を示し、角閃石は比較的大粒で色濃く又屈折率の高き事及び石基中に微量ながら淡綠色の柘榴石を含有して居る事を特徴とする。角閃石の性質は $n_1=1.654$ $n_2=1.665$, $c:Z'=20^\circ$ $X=\text{淡褐色}$, $Y=\text{淡綠色}$, $Z=\text{綠色}$ である。

天鹽國譽平及び宇戸内の東部山地に廣く分布する蛇紋岩塊の周邊部に沿ふ地帶にも多數の優白岩類の發達する事が知られて居るが¹⁾、その内宇戸内川支流地域、パンケナイ川より得たるものに特種の角閃石曹長岩が認められる。粗粒顯晶質の岩石で乳白色の長石と淡褐色の角閃石とを主體とするものである。兩礦物と 1mm 内外の大きさであるが部分により角閃石は長径 5mm 以上にも及ぶものが集合して居る。顯微鏡下に於いて見ると長石の中央部は分解して灰褐色を示しその性質の識別困難なものがあるが、周邊部に沿ふ透明なる部分に於いては Ab_{90} 附近の曹長石の性質を示して居る。角閃石は劈開の著しい短柱状のものであるが、色極めて淡く幽かに多色性を示す程度のものたる事を特徴とする。その光

1) 園木文平：北大農學部演習林研究報告、第 10 卷第 3 號（昭和 13 年）20 頁。

學性は $n_1=1.633$, $n_2=1.639$, $c:Z'=18^\circ$, 光學性正, $X=Y$ =淡黃褐色, Z =淡褐色, $(+2V=77^\circ)$ である。

本岩石に於いて特筆すべき事は本岩の一部殊に角閃石の粗粒の集合す

第 四 表

	wt. %	mol. prop.	Niggli Value
SiO ₂	60.21	999	si 177
TiO ₂	0.52	7	al 29
Al ₂ O ₃	16.70	163	fm 28
Fe ₂ O ₃	0.28	2	c 23
FeO	1.40	22	alk 20
MnO	0.22	3	mg 0.83
MgO	5.27	131	k 0.04
CaO	7.23	129	c/fm 0.82
Na ₂ O	6.76	109	
K ₂ O	0.36	4	
P ₂ O ₅	tr	—	
H ₂ O(+)	1.31	73	
H ₂ O(-)	0.19	—	
Total	100.45		

含葡萄石角閃石曹長岩(大鹽國中川郡宇戸内
川左支流, 分析者 小松三郎氏)

化學成分は第四表に示す如くである。

第四表に示された分析を見るに, 本岩石は既に擧げられた曹長岩類に比して稍々多量の苦土と石灰を含有して居る事を特徴として居る。即ち苦土は角閃石に又石灰は葡萄石に關係するものと見ら事が適當であらう。

(E) 曹長石アプライト (Albite-aplile)

蛇紋岩地帶に於ける優白岩の一種に極めて細い礦物粒の集合よりなる緻密堅固なものが有る。本岩は外見一般の曹長岩に類似して居るが顯微鏡下に於いて検するのに 0.05~0.1 mm 附近の曹長石の集合體よりも外に少量の石英及び正長石並びに微量の殆んど無色に近い角閃石の細晶及び淡綠色の綠泥石の微片を含んで居る。本岩の主體をなす曹長石粒はいづれも極めて新鮮で比較的簡單な輪廓を以て互に相接して居

る部分に多量の葡萄石の存在する事である。同礦物は無色透明で常に曹長石及び角閃石の間隙を満たして產出し大なるものは長徑 1 mm 附近である。 (001) に平行なる劈開著しく $X=a$, $Z=c$, 屈折率は $\alpha=1.619$, $\beta=1.626$, $\gamma=1.642$, $\gamma-\alpha=0.023$, 又万能經緯臺にて測定せるに $2V=67^\circ$ である。一部に葡萄石を含有する角閃石曹長岩に關する

る。本岩に對しては構造上よりこれを特に曹長石アブライトと名づけたが、成分上或は成因上恐らく一般の曹長岩と密接なる關係を持つものであらう。本岩に相當する代表的のものは日高國沙流川支流ニセウ川中に稍々大なる轉石として存在する。同岩塊の產狀については、未だ不明であるが、附近の曹長岩類と同様ニセウ川流域に發達する蛇紋岩塊に關係した岩脈として貰入したものと見ら事が出來る。(未完)

男鹿統の堆積輪廻(I)

理學博士 高 橋 純 一

緒 言

男鹿半島は一の陸繫島で、これと本土を結ぶトムボロ砂嘴によつて八郎潟が抱かれるのである。地形は西方に高く東方に低く、所謂ケスター状を呈し、西海岸は絶壁をなして海蝕の奇景に富み本山(716m)真山(571m)の背梁が、これに並走し、それより東方には地形次第に陵夷し纏かに寒風山(354.7m)が隆出するのみであり、その沿岸、殊に南海岸には段丘の發達が著しい。

地質も地形と相呼應し、西方の背斜附近は流紋岩その他の火山岩、及び最も古き地層が現はれ、漸次東方に若き地層が累層し、八郎潟に接する地帶に於ては沖積砂土によつて被はれて居る。斯く地層の累層状況が比較的明瞭に連續關係を示す點に於て、男鹿統は油田地質の標式として學者の注意を惹き來つた譯である¹⁾。

男鹿半島に於ける新三紀層は、秋田油田に露出する地層の殆んど全系を含み、各油田地層對比の基準と見做されて居るけれども、實はその下部層

1) 大橋良一、地質學雑誌、第37卷第447號、附錄特別號。

千谷好助、男鹿島油田地質及地形圖、同說明書。

の發達に於ては津輕、北能代等の油田に及ばず、中部以上の地層の發達に於ては中部秋田油田のそれに及ばない。要するに男鹿統に屬する各地層群の發達の程度より見れば、寧ろ油田地質の週邊相 (marginal facies) と見做す可きで、従つて堆積の間隙 (hiatus) も多から可く、これを各油田の地層對比の基準とする場合には充分なる注意を必要とするものである。

斯の如き原因は、男鹿島自身が含油三紀層堆積の比較的初期より、地向斜帶に於ける所謂幼胚褶曲としてドーム状に隆昇したる事に存す可く、斯かる所謂第一次構造 (I order) の分布は之等と對應的な向斜盆地と共に本邦油田構造の特徴をなすことは筆者が津輕、北能代及び越後油田等に就て指摘せる所である¹⁾。男鹿島は實にかゝる第一次構造元たるドームの斷裂せる殘片に相當するものである。

男鹿統が各地層の發達程度に於て標式でない事は上述の通りである。故にこの半島に露出する累層の層序を直接的に他と對比する場合には屢々困難を感じるものである。

筆者がこゝに男鹿統の堆積輪廻を述べんとする所以は、それが石油礦床學的に重要である計りでなく、層位同定の上にも重要な手懸りとなるが故である。男鹿統の各地層を堆積相の見地から觀察すれば、陸成層から海成層に移り、同じ海成層でもその堆積海底の深度が連續的に變化して或る期間後再び陸成層に回歸するか、然らずとも淺海沿岸の堆積相に戻り、かゝる變化が週期的に反覆されると認め得るのである。斯様な堆積相の連續的な、且つ週期的な變化を堆積輪廻と云ふのであるが、その原因は當時堆積の起つた場所、即ち地向斜帶の褶曲運動にあるもの故、その運動の性質には一定の規則性があり、層位同定の手懸りとして閑却する事が出来ないものである。勿論かゝる意味の堆積輪廻は、所謂大陸運動のそれと

1) 高橋等、東津輕油田の構造、本誌第16卷第2,4號、津輕中越兩油田の地向斜構造、同7卷第3,4號、北能代油田、石油技術協会誌、第7卷第4號、西津輕の新推定油田、同第2卷第4號、越後油田の構造に就て、同第6卷第5號等。

は又區別されなければならぬけれども、地盤の隆昇期は侵蝕（海面上に隆出する場合）又は無堆積、或は堆積不足の期間に相當し、之に反しその沈降期（海面との相對的關係に於て）は堆積期に相當する點は共通である。地向斜帶の造山的運動は地層堆積と同時に起り、且つ堆積の進行に伴つて繼續される云はゞ揺動的運動（oscillatory）である。一般にもそうであろが特に本邦油田の場合の如き、地向斜帶は堆積の進行に伴つて絶えず地盤變動が起り、最初は所謂幼胚褶曲としてのドーム及び盆地が生成され、これ等のドームの或ものは屢々海面上に隆起して島状を呈し、その結果として附近に堆積異常を呈するに至るが如き實例は甚だ多い。而して地向斜帶運動の終末は堆積の終止を意味し、新たなる侵蝕期に入るものである。

本邦油田構造の特徴は實に上述の如きドームと盆地の組合せよりなるものである¹⁾。男鹿島もまた斯様なドームの殘片で、その略々中核部より東翼のみが保存され、他は斷裂沈降したるが如き觀を呈する。

以上の意味に於て男鹿統をその堆積相によつて週期に分てば次の如くである（第壹圖）。但し II—V はその間に不齊合を伴はず、全部を通じて一大輪廻と見做す可きものである。

I 双六期、II 臺島・女川・船川下部・平澤凝灰砂岩期、III 船川期、IV 北浦・脇本期、V 脇本・鮎川期。

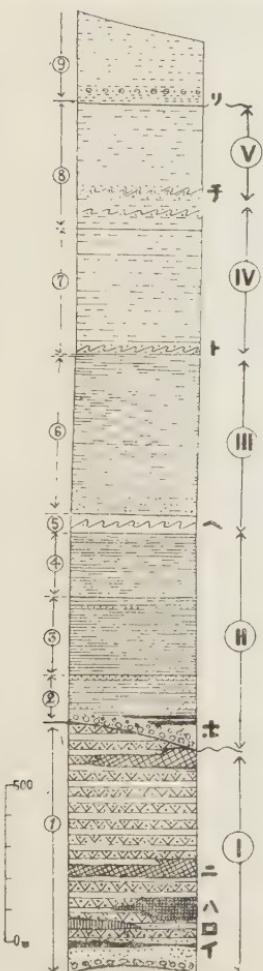
I 双 六 期

双六層は男鹿西南岸の雙六部落を中心として發達する火山性屑碎岩層を云ふものであり、その分布は椿部落の東邊、金崎附近より、西万約 3km (直徑) の門前部落東邊の鹽瀬崎に及んで居る（第貳圖）。

双六層の基底と思はるゝものは門前部落東南の崖に露出する礫岩層である。この礫岩層は一見暗色堅緻で大塊に割れ、崖頭より海濱に落下して散在するが、大體長徑 2~3cm の圓礫を主とし、可成りの程度に淘別され、河口乃至海濱堆積相を示すものである。礫は古期珪岩、花崗岩等の堅

1) 前出

第壹圖 男鹿統柱狀斷面



(層序) 1 双六, 2 臺島, 3 女川,
4 下部船川, 5 平澤, 6 上部船川,
7 北浦, 8 脇本, 9 鮎川。

(堆積輪廻) I 双六, II 臺島 = 平澤, III 船川, IV 北浦, V 息本

六、其底礫岩及石炭

不，示，基底砾岩及石灰，日。
层状岩 分布带岩 = 集块岩

イ、ホ、基底礫岩及石灰、口、
眞珠岩、ハ玄武岩、ニ集塊岩、ヘ、
ト、チ層内褶曲、リ化石帶

緻なる石質より成り、礫の表面はよく研磨され、概して火山岩片に乏しき點で臺島層の礫岩と異つて居る。この礫岩層は無化石であるが、膠結物の一部には石灰質の部分があり、方解石の細脈や再結晶の跡を残して居る。膠結物は以上のほかは多少珪化せる砂及び粘土を主とする。

この礫岩層の下盤は海底に隠れて不明であるが、外觀的には基性な安山岩床を被ふが如くであるが、然し恐らくこの安山岩は多少後期の侵入に係はるものである。礫岩層の厚さは 40m 以上で、上方には多少凝灰質な砂層に移り、且つこれと互層するものである。これは現在に於ては双六層の基底蠣岩（必ずしも標式的な basal conglomerate ではないが）と認む可きものである。

この砂岩層は所によつて炭質物を含み、多少紫褐色を呈する部分があり、概して沿岸性の堆積と認められる。砂岩層は比較的薄層を成し、上方には淡緑色の綠色凝灰岩層と互層し、次第に後者に移過する。

この緑色凝灰岩層は概して流紋岩質で、殆んど無化石であるが甚だ稀に海綿骨針が發見される部分があり、大體に於て海底堆積と認められる。その最下部は略均質な細粒凝灰岩であるが、上方に次第に角礫性

となり、最上部に至つて再び

均質細粒な綠色凝灰岩となる
ものである。

双六層を貫く火山岩は流紋
岩、各種安山岩、玄武岩等、そ
の種類に富んで居る。これは
双六層が新三紀層の最下階で
あるために、含油層の全體を
通じて種々なる時期に行はれ
た火山活動の凡てが双六層を

通過するが爲めであつて、含油層は一般に下部に至る程、火山岩の種類に
富み、上部に至る程その種類が限定される。従つて双六層に現はれる各種
火山の迸發時期が一定でない事は勿論であるが、それらのうち、双六層堆
積と同時乃至近接せる時期に迸發したと思はれるものを摘記すれば次の
如くである。

流紋岩は本期の最も主要な迸發岩で、綠色凝灰岩はその材料の供給をう
けて堆積するに至つたものである。流紋岩の活動は本期を中心として大
規模に行はれ、その後に於ては次第に劣勢になるけれどもなほ後期に至
るまで數次反覆され、男鹿の西邊に聳ゆる本山、眞山の如きは、斯かる數次
の流紋岩によつて形成されるものである。門前東方の綠色凝灰岩中に迸
入せる眞珠岩の化學成分は第壹表 A に示す通りである（第壹圖ロ）。

玄武岩は綠色凝灰岩を貫き、その層間に進入する岩床を形成し、門前東
方の鹽瀬岬南端の海蝕臺に於ては、複雑なる流狀節理を示して居る。（第壹
圖ハ）概して云へば玄武岩は綠色凝灰岩に伴ふ事が多く、後者が女川層相
當の層位まで發達する場合にも、なほ玄武岩を伴ふ實例は青森秋田油田を
通じて見られる現象である。

角礫綠色凝灰岩層の上下には、安山岩性の集塊岩の發達が認められる。

第壹表

	A	B	C
SiO ₂	71.50	72.03	86.34
Al ₂ O ₃	13.28	12.51	0.96
Fe ₂ O ₃	1.37	1.81	1.07
FeO		0.24	
MgO	0.26	1.57	0.03
CaO	1.33	1.33	0.11
Na ₂ O	3.99	2.07	} 0.77
K ₂ O	2.88	1.48	
Ig. L	8.59	6.87	11.21
Total	100.50	98.91	100.49

A 双六眞珠岩 B 平澤凝灰岩 C 西黒澤
珪質眞岩

(第壹圖=) この集塊岩は流紋岩、雲母石英安山岩、基性安山岩等の角礫を含み、周囲の綠色凝灰岩層にもそれらの角礫を供給せるものゝ如くである。

角礫凝灰岩層の上部は前述の如く再び細粒均質の綠色凝灰岩層となり、これを不齊合に臺島礫岩層が被覆するものであるが、その殆んど中間には角閃石を含む輝石安山岩床が現はれる。これは寒風山の基底安山岩として脇本層により不齊合に被はるものと同質であることは注意を要する。

第 貳 表

	A	B
SiO ₂	36.49	
Al ₂ O ₃	6.25	
Fe ₂ O ₃	2.55	1.41
FeO		
MgO	0.85	8.38
CaO	0.72	15.93
Na ₂ O	2.34	
K ₂ O	0.61	
CO ₂		21.96
H ₂ O	3.79	
Total	53.60	47.68

A 白雲石砂岩(不溶物)

B 白雲石(溶解物)

以上は男鹿南海岸に於ける双六層の観察であるが、北半部にはこれと同一の岩層の露出は認められない。即ち双六層の大部分は上述の真山・本山火山岩(統流紋岩安山岩)に被はれ、その上部層のみは多少北方に延長するがこれも本山火山岩塊の東邊に沿ひて北方に尖滅するが如き外觀を呈する。

男鹿北半部に於ける双六層には綠色凝灰岩層は殆んど露出を見ず、流紋岩

床を伴ふ同質の灰白色凝灰岩層より成るものである。これは男鹿の西北端なる入道崎より戸賀灣、一ノ目潟に至る一帯に分布するが、概ね甚だ緩傾斜(10° 以下)の背斜状を呈して下盤の關係不明であり、且つ各種の火山岩の逆發を伴ふが爲め、その層序の追跡が不可能であるが、臺島礫岩と西黒澤礫岩を同層位なりと假定すれば、この累層は當然双六層と層位と認められる譯である。

一ノ目潟はマールとも稱せられ(實は陥没湖)、その周圍は安山岩、流紋岩の地帶と認められ來つたが、筆者の観察によればその周圍の大部は上記の双六層相當(流紋岩床を伴ふ同質凝灰岩層)の地層より成るものである。こゝに注意すべきはこの流紋岩質凝灰岩層が白雲岩質砂岩に移化することである。後者は安山岩と誤認され來つたものであるが、その組成は第貳

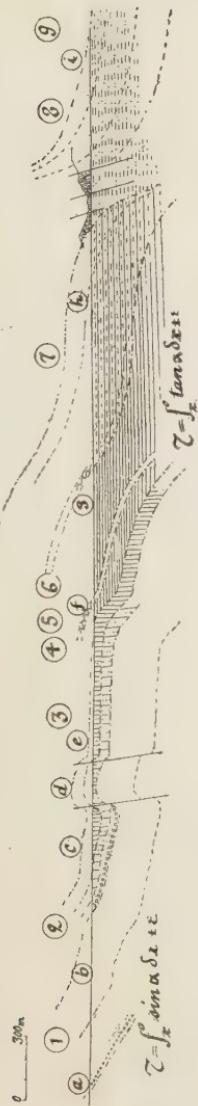
表に示すが如く、殆んどその半量 (48 %) は炭酸鐵を含む白雲石であり、これが火山性屑碎物を膠結するものである。この火山性屑碎物は砂粒をなすもので、主として玻璃片及熔岩片より成り、石英等は殆んど認められず、その成分は筆者等の基性 (下部) 緑色凝灰岩と同一種類に屬するものである。而してこの白雲石砂岩には明瞭なる木葉化石と半鹹性貝殻破片等を含み、潟湖性の堆積相を示すものである。(第二表)

この白雲石砂岩層の上には多少の炭質物を含む粗鬆な凝灰質砂岩層が厚く發達し、最上部には厚さ 1~1/3m の硬質頁岩層が數層反覆して砂岩と互層する。この硬質頁岩は流紋岩性の玻璃を主成分とするものであるが、屢々二次的珪化作用をうけて珪質頁岩状を呈する。

緑色凝灰岩層は日本海岸に沿ひて北は北海道の西部より青森、秋田、山形、新潟、富山、石川の各縣に分布し、それより以西は恐らく海底に入り、その西端は島根の杵築半島に再び出現するものである。流紋岩性の火山活動としてはその分布の大なる點に於て世界にその比を見ざるはラクロア教授も指摘したることがあつた。従つてこれに關する諸問題は未だ解決を見るに至らぬ點が多いが、筆者等の研究によつて知られた事實は、少くとも北海道渡島後志地方より津輕地方、及び秋田縣境の中央山脈地方に至る區域に於ては、これを上下の二帶に分つ事が出来る點である。下部緑色凝灰岩層は多少基性な組成を示し、(渡島の福山層、津輕の大戸瀬層) 多くは角礫質であるに反し、上部緑色凝灰岩層は流紋岩質 (津輕の追良瀬層) である。而して上下兩帶の境界には粗面岩質 (trachyte) の角礫凝灰岩層があり、之を不齊合に礫層が發達し、その上部には粗面岩の風化による耐火粘土を伴ふ炭層乃至炭質物層、所によつてはオイル・シェール等を伴ふものである。即ち上部緑色凝灰岩層は臺島層に相當するものと認められる譯である。

双六凝灰岩層の主體は上述の如く流紋岩質である故、この點のみより見れば上述の上部緑色凝灰岩層 (即ち臺島層) に相當するが如き觀を呈する。

第 言 圖 形 男鹿南海岸の東西断面



(層序) 1 双六, 2 豊島, 3 女川, 4 下部船川, 5 下部船川, 6 不澤凝灰砂岩, 7 船川上部, 7 北浦, 8 脇本, 9 鮎川

(地名) a 門前, b 双六, c 豊島, d 鶴崎沖, e 女川, f 平澤, g 船川, h 猿立, i 脇本

然しその角礫質であること、及び多少基性な集塊岩層を作ふこと及び白雲石砂岩の火山堆層碎が下部綠色凝灰岩層に近似する等の諸點より推測すれば、双六層を下部綠色凝灰岩層に同定することは不合理でない。即ち渡島、津輕地方の下部綠色凝灰岩は流紋岩質凝灰岩よりも多少基性な角閃安山岩、雲母安山岩等の材料が多く、男鹿に於ては反対に後者よりも前者が多く、後者が多少劣勢であると云ふに過ぎず、要するに比率の問題に歸結する故である。

斯かる見解は、秋田以南の地域に於て、花崗岩又は古生層の基盤地質の上に直ちに流紋岩質綠色凝灰岩層が發達し、宛かも下部綠色凝灰岩層を缺除するが如き觀を呈する事實の解釋に役立つものである。要するに下部綠色凝灰岩層の特徴は、多少基性な火山岩の凝灰物を含む流紋岩質凝灰岩層で、これ等の灰山岩片、及び基盤地質の角礫の含量が多いと云ふ點である。

斯く双六層を下部綠色凝灰岩層と同定する上に於て、猶ほ少くとも二つの重要な難點がある。その一は男鹿の豊島層には他地域に於けるが如く上部綠色凝灰岩の存在せざることであろうが、これに就ては後項に述べる。その二是上下綠色凝灰岩層の境堺基準層たる粗面岩質凝灰岩層を缺く點である。

が、これはその發見が困難であること、削剝を受けて失はれる可能性のあること、及び臺島層の礫層上部の頁岩が多少礫土質であること等のことから解決が出來よう。

男鹿南海岸に於ける双六層は大體 $20^{\circ} \sim 30^{\circ}$ の角度で東方に傾斜し、全厚 800m 余に達する。その層厚の比較的大なることも亦双六層を獨自の一階層と見做すに多少の根據を與ふるものである。

双六層の堆積輪廻はその所謂基底蠻岩より臺島層基底蠻岩層により不齊合に被覆される迄を一週期とするものである。火山性碎屑物の堆積である故、その堆積相の追跡は困難であるが、基底蠻岩の上層の砂岩には炭質物を含むこと、その上部の凝灰岩中には稀れに海棲の海綿骨針を含むこと、及びこれと層位と思はれる白雲石砂岩が潟湖性堆積相を示すこと等を考へると、その堆積輪廻は初め陸成相（陸地隆昇）より少くとも一部は海成相（陸地沈降）に移り、再びその末期には隆起して陸地となつて侵蝕削剝をうけ、臺島層に移るものと認められる。然しこの期の輪廻はその水準變化の振幅は大ならず、且つ地域によつてその位相の變化が著しく、要するに新三紀層地向斜帶運動の初期相として、地塊斷裂及び地塊的運動に伴つて火山的活動を誘發して綠色凝灰岩層の堆積を結果し、その堆積の進行に從つて更に地塊運動を反覆せしたものと推定されるのである。

東北各地、乃至新潟地方等の *Comptoniphyllum* 木葉化石、無煙炭、石炭等を介在する綠色凝灰岩の少くとも或るものは恐らく双六層と同層位にあるべく、斯かる地域にあつてはその陸成相が可なり長期に亘つて持續されたものであらう。（未完）

抄 錄

礦物學及結晶學

6106. 加里曹達長石の X 線的研究

Chao, S. H., Smare, D. L., Taylor, W. H.

加里曹達長石の系統的分類は礦物學上極めて興味深く又重要なものにして、この物理性に關する諸問題はSpencer(本欄 5613 參照)に依りて取扱はれつゝあり。筆者等は下表に示せるが如き各種の化學成分を有する微バーサイト的加里曹達長石の、天然のもの並びに高溫にて熱處理して均質とせるものの二種に就き、X 線的研究を行ひ、格子恒數を求めた。この結果は下表の如し。天然の微バーサイトに於ては、結晶は密接なる關係にある二種の構造より成り、その一は $a_1 = 8.6 \text{ Å}$, $b_1 = 13.0 \text{ Å}$, $c_1 = 7.2 \text{ Å}$, $\beta = 64^\circ$ なる單斜晶系にして、他は $a_2 = 8.1 \text{ Å}$ (a_1 に平行), $b_2 = 13.0$ (b_1 に少しく傾斜す),

$c_2 = 7.2 \text{ Å}$ (c_1 に平行), $\beta = 64^\circ$ なる三斜晶系なり。熱處理を施せる均質のものに於ては單一の構造なり。(Min. Mag. 25, 338~350, 1939) [大森]

6107. 不透明礦物の鑑別法(I) Gandin, A. M.

不透明礦物の表面に薄いヒルムを作らしめ、そのために生ずる干渉色を觀察して、その礦物の鑑定を行ふ方法を記述してある。但し屈折率の大きさには次の様な關係のある事が必要である。礦物ヒルム > 周囲の物體(空氣等)。此の方法は不透明礦物の反射率はそのもの屈折率とこれを圍む物體の屈折率とに依るものであることを前提として考察されてをる。(Journ. phys. chem. 41. 811~859, 1937)

[渡邊新]

6108. 高溫酸性溶液中に於ける白雲母の成生及び分解に就て Gruner, J. W.

白雲母、カオリン、人工 $\text{Al}(\text{OH})_3\text{O} + \text{SiO}_2 \cdot x\text{H}_2\text{O}$ 等を單獨又は KCl と共に金張り鐵製ポンプ中にて $300^\circ \sim 400^\circ$ 度に 5~14 日熱し、その成生物を X 線分

產 地	成分(wt%)			天 然 の も の			熱處理をせるもの		
	Or.	Ab.	An.	a_1	b_1	c_1	a	b	c
Madagascar	96	4	—	8.60	13.06	7.19	8.57	13.02	7.19
Burma	91	6.5	2.5	8.60	13.02	7.22	8.60	13.03	7.16
"	84	14	2	8.52	12.96	7.17	8.52	13.06	7.16
Kalahandi	83	15	2	8.52	13.01	—	—	—	—
Burma	78.5	19	2.5	8.50	13.07	7.18	8.49	13.04	7.15
Eifel	76	21	3Ce	8.53	13.08	7.17	8.53	13.08	7.17
Ceylon	69.5	29	1.5	8.64	12.92	7.19	8.46	13.01	7.17
"	64	34	2	8.61	12.92	7.19	8.42	13.07	7.21
Burma	64.5	34	1.5	8.53	12.98	7.13	8.41	12.98	7.11
Ceylon	57.5	40	2.5	8.65	12.84	7.18	8.48	13.01	7.19
Fredriksvärn	44	51.5	4.5	8.64	12.87	7.12	8.36	12.82	7.12

析にて確めたる結果、次の結論を得たり。

a. 300°C カオリンの方安定。即ち

1. KCl を含まぬ場合 既存の白雲母まで分解してカオリンを生ず。
2. KCl を含む場合 カオリンは猶且つ

つ安定, $\text{Al}(\text{OH})_3 + \text{SiO}_2 \cdot \text{NH}_2\text{O}$ よりカオリンを生ず。但し KCl を含まぬ場合とは異なりて既存の白雲母はそのまま存在す。

b. 400°C 白雲母の方安定。

1. KCl を含まぬ場合 白雲母は猶且つ安定。
2. KCl を含む場合 カオリン又は $\text{Al}(\text{OH})_3 + x\text{H}_2\text{O}$ よりも白雲母を生ず。(Am. Miner. 24, 624~628, 1939) [渡邊萬]

6109. 電場内の石英に於ける Li の擴散
Harris, P. M., Waring, C. E.

電場内に置かれたる石英中を Li 又は Na イオンが擴散するはよく知られたる現象にしてその方向は C-軸の方向に一致す。即ち C 軸に平行にイオンの通過し得る canal があり、その半径は略 1Å なり。然るに Li^+ , Na^+ , K^+ のイオン半径は 0.75, 1.00, 1.33Å なれば K^+ のみは石英中の canal を通過する事を得ず。異なる張力及び溫度に於て薄き石英板に電流を通じ、陰極には LiCl 又は LiNO_3 を用ひて、この Li の擴散現象を觀察せり。この際にオーム則は成立せず。電流の強さ i, 張力 V との間に次の關係あるを知れり。 $i = CV^{1.175}$ 但し C は結晶の厚さによる常數なり。(Jour. Phys. Chem. 41, 1077~1085, 1937)

[八木健]

6110. Grossularite-Melanite 系及び Melanite-Titanmelanite 系柘榴石の光學性と化學性との關係 Machavsky, M. T.

柘榴石の分類に於て iiwaite, schorlomite の代に之を titanmelanite と總稱し、又全ての灰鐵柘榴石を melanite に一括して、andradite, polyadephite 等の名稱を廢す可き事を提唱す。次に世界各地產の 8 個の柘榴石に就き化學分析を行ひその組成分子を計算せり。又同じ標本につきクレリシー重液により比重を測定し、粉末寫真法により格子恒數を決定せり。8 個中 5 個は melanite にして他は全て titan-melanite なり。これ等につき Fe 及び Ti の格子恒數に與へる影響を考察せるに、Ti にては満足すべき直線關係存在せざりしも、Al を Fe にて置換する時は 1% Fe に對し恒數に於いて 0.00614Å の增加するを知れり。(Dissert. Bonn Univ. 1938, 1~69, 1938) [八木健]

6111. 岩漿源の燐灰石の化學性と物理性 Kind, A.

7 個の岩石中より燐灰石を分離しその化學成分、屈折率及び比重を測定し、相互の關係を求めたり。この際特に Cl, F, 稀土類の定量に留意せり。その結果化學成分と屈折率との間には次の關係のある事知られたり。

(1) F-OH 置換にて OH の量と共に屈折率は高くなる。

(2) Ca-Na 置換にて Na の量と逆に

屈折率は低下す。

(3) Ca-稀土類置換にて後者の量と共に屈折率は高くなる。

(4) Carbonate-又は sulphateapatite は Cl-apatite より屈折率低し。

次に岩石とその P_2O_5 及び TiO_2 の量を見るに

(1) 太西洋型岩石にては SiO_2 と共に P_2O_5 , TiO_2 は増加すれど太西洋型にては略一定にして、一般に前者の方が後者よりも P_2O_5 , TiO_2 に富む。

(2) 岩漿源の隕灰石は F に富み、且岩石の SiO_2 量の増加と共にその F 量は増加す。

(3) 岩漿源の隕灰石の土類金属量は岩石の SiO_2 量の増加と共に増加す。

(Chem. d. Erde, 12, 50~81, 1938) [八木健]

6112, "Morawitzia 産のマグネシヤ雲母" Jakob, J.

1874 年 J. Rumpf はこの標題の下にモラヴィツア 産の綠泥石様の雲母につき發表し、本雲母を以て黒雲母と綠泥石との移化物なりと論ぜり。著者は最近同地産の良好なる標本を得たり。その大いさ 2cm 位の板狀にして、彈性なく、底面の劈解は不完全なり。淡緑色にして、光軸角極めて小さく、負なり。その化學分析の結果は次の如し。

SiO_2 36.97, TiO_2 0.10, Al_2O_3 13.75, Fe_2O_3 1.05, FeO 0.64, MnO 0.12, MgO 26.77, CaO 0.00, Na_2O 1.38, K_2O 5.81, $H_2O + 11.30$, $H_2O -$ 2.26, F 0.00, 計 100.15%

この結果より見るに Rumpf の行へる分析は不良なる事判明せり。著者はこの結果より本雲母の分子式として $15SiO_2 \cdot 3Al_2O_3 \cdot 18MgO \cdot 2K_2O \cdot 15H_2O + 3H_2O -$ を得たり。(Schweiz. Min. Petro. Mitt. 18, 473~474, 1938) [八木健]

6113, 寶石ジルコンの硬度 Chudoba, K.

ジルコンの比重と硬度 (Ritzhärté) の間に存すべき關係を求むる爲、Fuess の硬度計により實驗を行へり。即ち本裝置にある荷重を加へ試料を搔く際、巾 1/100 mm の條痕を生ずる時の荷重に 10 を乗せる値を以て (比較的の) 硬度とす。

Monga 產ジルコンは比重のみならず方向によりても硬度を異にする。

比重	// c-軸	⊥ c-軸
4.70	480	520
4.69	460	500
4.67	460	500

Ceylon 產ジルコン

4.43	底面上	390
4.16~3.97	方向不明	320~380.

即ち比重大なるものは硬度高く、小なるものは低し。他礦物との比較を次表に與へたり。

コランダム	1000
ジルコン 比重	4.63	490
石英	420
ジルコン 比重 中間	420
長石	330
ジルコン 比重	3.97	320

故にモース硬度にて表せば 6~7.5 となる。(Deutsch. Gold. Zeit. 1938, 1, 1938) [八木健]

6114, Vermont “花崗岩” 中の斜長石の累帶構造と光學異常 Mulholland, M. M.

Vermont 地方の “花崗岩” は Dale により詳細に研究せられたるが、その斜長石は常にカールスバッド双晶のみをなしアルバイト双晶を呈せざる爲、Dale 等により正長石と考へられたりき。その屈折率を測定せしに Ab 76~84 のオリゴクレースたる事明かなり。しかるに干涉像にてその光學性を決定すれば負なる可きにも係らず大部分は正となり、豫想に反す。この光學異常は斜長石が逆の累帶構造をなし、Ab 84 よりも更に Ab にとめる大なる核が中心にある爲、これにて干涉像を求め光學性を決定する結果、正となる事により説明せらる。化學分析を行ひたる結果は Or 4 Ab 72 An 24 となりて屈折率により推定せる成分と略一致せり。(Am. Min. 23, 534~536, 1938) [八木健]

6115, Ontario, Tory hill 産パーサイト Goldich, S. S.

微斜長石と曹長石の異常發達せるパーサイト的共生が、Ontario 州 Tory hill 附近の閃長岩中に發達せるペグマタイトに產出せり。この共生は組織の異なる數種より成り、主なる型は微斜長石中に(110) 及び(110) 柱面に平行に發達せる紡錘形曹長石より成るものなり。この結晶學的方向に夫々發達せる紡錘は雁行狀に配列

し、この二組は(100)に略平行なる打紐状脈をなして重なりたり。このパーサイトの著しき特徴は紡錘の方向及び大きの一定なること並びに曹長石の多量に含有するゝことにして、著者はかゝる組織を有するパーサイトに braid perthite なる記載術語を用ゐたり。

曹長石フィルム即ちフィルム・パーサイトの雁行群は braid perthite 中の曹長石紡錘と共に Tory Hill 産長石の特徴にして、雁行配列は後期に變化せしめられたる早期形成紡錘の特徴なるべし。Tory hill 産パーサイトに於ける vein, band 並びに patch perthite は置換作用に依りて紡錘型パーサイトより生じたるものなり。分析結果より計算せるこの長石の重量百分比は Ca-f, 0.1; Na-f, 57.7; K-f, 42.2 なり。

このパーサイトに發達せる結晶學的方向は他のパーサイトに見出されたるものと類似し、この方向は interlaminated feldspar の原子構造に關係し、又之に支配されるゝものなり。更に Tory hill 産パーサイトと Ceylon 産月長石との類似性を研究し、此等長石の成因を exsolution 及び置換作用に依りて説明せり。(Am. Min. 24, 407~427, 1939) [大森]

岩石學及火山學

6116, Riesengebirge の球顆花崗岩 Berg. G.

Riesengebirge 地方に “Wenkestein” として從來記載されたる球顆花崗岩あり。この球顆は半花崗岩狀にして、大部

分の場合、内核は大なる斑状の正長石結晶よりなり、この上を曹長石、又は時に黒雲母の小結晶よりなる外殻が蔽ふ。この際 K, Na, Ca, Mg, Fe の珪酸鹽の結晶核の作用により過飽和現象の繰返しの見らるゝは注目すべき事にして、この點ヨルシカの球顆岩に類す。時に本花崗岩中に文象構造をなせる石英結晶が見らるゝも、球顆形成とは無關係なり。又長石のみの球顆あれど、之は眞の球顆花崗岩とは成因的連闕なきもの如し。物理化學的に本岩の生成條件につき種々考察せり。
〔J. b. Preuss. Geol. Land. 58, 677~690, 1938〕〔八木健〕

6117. 印度 Kodarma の雲母ペグマタイト Roy, S. K., Sharma, N. L., Chattopadhyay, G. C.

印度 Bihar, Kodarma 地方の雲母片麻岩及び雲母片岩中に分布せる雲母ペグマタイトの形、成分礦物等を詳述し、斜長石-雲母-ペグマタイト、微斜長石-ペグマタイト、角閃石-ペグマタイト、Ptygmatic vein 及び Gash vein の五種の型に分類し、この斜長石-雲母-ペグマタイト中に於る白雲母の配列に注目して、この白雲母は從來より考へられつゝありし雲母片麻岩又は片岩とペグマタイト岩漿との同化作用等に基くものには非ずして、曹長石化作用の結果生じたる加里及び礫土溶液に依る單一ペグマタイトの置換されたる結果生じたるものなるを明にし、此等ペグマタイトは Landes のペグマタイト分類に依る複雜ペグマタイトに相當するものなりとせり。(Geol. Mag.

76, 145~164, 1939) [大森]

6118. 美濃國恵那郡苗木地方の花崗岩類及びペグマタイト (III) 柴田秀賢。

本報に於て筆者は先づ花崗岩及び晶洞ペグマタイトの進化経路を論じたり。即ち城山型斑状花崗岩は本地方に於ける黒雲母花崗岩中の早期種のものにして、苗木型花崗岩と毛呂窪型粗粒花崗岩との間の關係は晶洞ペグマタイト周囲の細粒部と苗木型花崗岩との間の關係に一致し、苗木型花崗岩は毛呂窪型花崗岩より晶洞ペグマタイトへの分化の各階梯に相當するものにして、全く同一岩漿より形成されたるものなることを明かにせり。又鐵橄欖石の成因に關しては、Bowen の $\text{SiO}_2 - \text{CaMg Si}_2\text{O}_6 - \text{KAlSi}_2\text{O}_6$ 系及び $\text{SiO}_2 - \text{FeO} - \text{Na AlSiO}_4$ 系より $\text{SiO}_2 - \text{Fe}_2\text{SiO}_4 - \text{KAlSi}_2\text{O}_6$ 系平衡圖を推定して説明せり。更に脈狀ペグマタイトを成分礦物に基きて花崗岩質ペグマタイト、文象質ペグマタイト及び灰曹長石ペグマタイトの三種に分類し、此等ペグマタイトの性質と產出礦物を述べたり。脈狀ペグマタイトが晶洞ペグマタイトと異なる點は開系なる事にして、中央部に空洞の殘されたるもの少く、多くは N 50°W, N 20°E 又は W-E の三方向をとり、苗木型花崗岩中に少く、毛呂窪型花崗岩並びに花崗斑岩中に多し。(地質學雜誌 46, 547~559, 昭 14) [大森]

6119. 北滿哈拉巴山の含リーベツク角閃石花崗岩 村上一行。

北滿海倫附近の哈拉巴山は花崗岩よりなる。本岩は粗粒結晶質で、長石、石英及

び角閃石を主とす。鏡下に見るにバーサイト最も多く(54%), 所謂 "shadow perthite" 及び "film perthite" 見られ, 化學分析を行へる結果 $\text{Or}_{55.2} \text{Al}_{42.3} \text{An}_{2.0}$ なるを知る。角閃石は少量なるも(2.5%), 深青色~黃綠色の多色性顯著にして, β は 1.688 にして, リーベック角閃石なり。其他石英(42%)及び少量の斜長石, 黒雲母存在す。本岩の化學分析を見るに, SiO_2 , Na_2O 及び K_2O の多量なるに反し, Al_2O_3 , CaO , $\text{FeO} + \text{Fe}_2\text{O}_3$ の少量なるは著しき特徴にして, 世界各地の含リーベック角閃石-アルカリ花崗岩の化學成分と比較せるに同様なる關係の存するを見出せり。次に南滿洲の 34% を占むる花崗岩の成分を知る爲, 文献より 8 個の分析値を選びその平均値を日本及び世界の花崗岩のそれと比較せるに k, al, mg 値は高く, c, fm 値は低し。之はその礦物成分上よりも覗ふ事を得。(旅順工大紀要 11, 239~248, 1938) [八木健]

6120, Michigan 州 Marquette 地方の含捕獲岩煌斑岩々脈の生成に就いて
Agres, V. L., Higgins, W. D.

Marquette 市近傍に於いて綠色片岩を貫く煌斑岩質岩脈群につき記載せるものにして, 該岩脈は雲母煌斑岩の他に大部分 spessartite にして其の周邊部は角閃岩として現る。其の捕獲岩なる花崗岩及び岩脈及び其の附近を貫くアブライト, ベグマタイト並びに其の他の vein は同岩脈の生成過程を示すものなり。即ち此の岩脈岩は其の emplacement の當時は完全なる熔融體には非りしも花崗岩の捕

獲岩の他に幾分變化せる輝石, 雲母, 橄欖石の結晶を既に含み, 周縁部には極度に微粒な角閃岩を生ぜるも猶ほ且つ玻璃を生ずるに充分速かなる冷却に非ず。凝結しつゝあるスペサルタイト中の cracking はなほ熔融せる部分の入るべき餘地を與へ, ベグマタイト時代を通じて分別結晶に依る岩漿分化の過程を殘して居る。該スペサルタイトの平均角閃石成分は加里に富み, 石灰に乏しく且つ曹達を缺き而かも過度に多量の水を含めるものの如し。初期の長石は恐らくラプラドライトなるも岩石の最後の凝結以前にソーシライト化されたるものにして, 同様に多量の方解石が deuteric stage に發達し, 従つて其の初の状態が問題になる。曹達は岩石の結晶作用のベグマタイト時代に加里によつて置換さる。花崗岩は此れより鹽基性な煌斑岩には融けざりしも更に揮發成分に富む成分と反應して黃鐵礦, 方解石, 曹長石, 及びペーガサイトを形成せり。スペサルタイトの凝結の後期の特徴を現はす物理條件は低溫度と多量の水を含有せる事にして此の結論は Gobauseu に依り引用されたる如く Barth, Eskola 並びに Laitakari の意見に一致するものなり。(Journ. Geol., 47, 6. 561~582, 1939) [加藤]

6121, Lacher-See 地方の Lamnite に就いて Hopmann, M.

Lacher-See 地方の熔岩が縞状流動を爲し, 其の結果自氣成作用に依つて生ずる礦物は波璃長石なる事を決定し, 此の熔岩が最後まで orthoclase compound

に依つて飽和されたる熔融體を含有せし事を記せり。他に Herchenberg 及び Mosenberg の熔岩等も此縞状構造を標式的に呈せるものとなせり。(Zentralbl A. 207~212, 1939) [加藤]

6122. Kola 半島 Africanda の輝岩の貫入岩體 Kupletsky, B. M.

Kola 半島の Africanda Station は片麻岩を貫ぬける輝岩を主とし、アルカリ岩を屢々隨伴す。チタン鐵礦の豊富なるはその特徴なり。本岩體の周縁部は細粒の輝岩となり岩枝として片麻岩中に貫入し、中央部は粗粒の輝岩となり、大なる橄欖岩、細粒輝岩の包裏物を含む。粗粒輝岩は更にイジヨル岩、アルカリベグマタイト等の岩脈によつて貫かる。この霞石ベグマタイトが輝岩と密接に關係せる事、兩者中の輝石の成分の近似せる事より、本ベグマタイトは輝岩を生ぜる鹽基性岩漿の殘留分結物たる事明なり。即ち上記の岩石は同一の岩漿よりの結晶分化、及び石灰岩との同化作用によりて生ぜるもので、先づ最初に橄欖岩が結晶し、細粒輝岩之に次ぎ、更に新に上昇せる岩漿より粗粒輝岩を生ず。これらの岩石中の裂隙に沿つて霞石ベグマタイトが逆入し同化作用により混生岩をも生じ、最後に半アルカリ質玢岩脈の貫入を以て岩漿活動を終結せり。(Trav. Inst. Petro. Acad. Sci. URSS. 12, 71~87, 1938)

[八木健]

6123. 日高國三石蓬萊山附近の岩石に就て 石本正夫。

日高國三石村蓬萊山附近に於て細長き

帶狀の分布を示す岩層は主として角閃石片岩及び蛇紋岩よりなり神居古潭系の一員に屬せり。角閃石片岩は一般の神居古潭系の岩石に比し變質程度高きもこは逆入蛇紋岩の影響なるべし。角閃石片岩の局部的に岩質を異にするは原岩の性質の相違に依るものにして、原岩は小規模の鹽基性火成岩なるべし。蛇紋岩と角閃石片岩との接觸部には熱水溶液に依る變化現象が認められ、蛇紋岩中には滑石帶、母岩中には綠泥石帶の所謂接觸反應帶が生成せられてゐる。なほ綠泥石化されたる角閃石片岩中に少量の黑雲母が、滑石帶及び蛇紋岩中には陽起石が生成せられゐる事實より見て、本岩帶中の蛇紋岩と角閃石片岩との接觸部には、Hess 氏の所謂高溫型變化作用に引續いて其の部分に更に低溫型變化作用が行はれたものと解せらる。この變化作用をなしたる熱水溶液は變質狀態の下にありし本岩帶中の蛇紋岩を貫き逆入せる岩脈と密接なる關係を有するものなるべし。本熱水溶液には接觸反應帶に生ぜる礦物より SiO_2 、 CO_2 、 S 等の成分の加はりしものと解せらる、本岩帶の岩石の蒙りし變質及び變化作用の行はれし時代に就いては現在のところ第三紀以前なりと云ふ以外直接に決定し得る事實は本地域に於ては未だ認められず。(北海道地質調査會報告, 10, 7~34, 1939) [河野]

6124. Guria 西北部の岩漿活動 Beljan-kin, D. S., Maslov, K. S., Petrov, V. P.

トランスクーカシヤの Guria 地方の

西北部は若き火成岩の多きを以て著明なり。之を舊き順に舉ぐれば下の如し。

(1) 輝石玢岩 (2) 玄武岩 (3) アノーソクレース粗面岩 (4) テフライ特 (5) アルカリ斑駁岩質脈岩 (6) 閃長岩脈岩、にして最古の輝石玢岩は第三紀始新世に屬す。之は新鮮なるものでは亜灰長石、輝石、橄欖石、石基等よりなるも變質の結果カオリン綠泥石を見る。他の岩石も分解せるもの鮮からず。その各につきて詳細なる研究を行へり。(Trav. Inst. Petro. Acad. Sci. URSS. **14**, 37~65, 1939) [八木健]

6125. Mount Tayloz 火山地方の火成活動とその構造 Hunt, C. B.

本地方は New Mexico 洲の西北 Rio Grande-Tals 附近に位し、水成岩は上部白堊の粘板岩、砂岩、及び第三紀層よりなる。火山岩は各種のものあり、中新世には流紋凝灰岩及び粗面岩が噴出し、其後にラタイト、最後に安山岩が噴出せり。安山岩は放射狀の裂縫より流出せしも他はすべて中心火口より流出せり。鮮新世に於ては中心火山の周囲に多數の玄武岩の臺地を生ぜり；今日その臺地上に幾多の岩頭が殘留せり。(U. S. G. S. Prof. Pap. **189**, 51~80, 1938) [八木健]

6126. Balkaria の古期花崗岩と結晶片岩及石灰岩との接觸變質 Levenko, A.

Balkaria 地方の山地は古期の結晶片岩及び石灰岩よりなり其中央部を貫く花崗岩の露出あり。この片岩類は Laborian 系の角閃片岩、角閃岩、結晶質石

灰岩、紅柱石片岩よりなる。野外調査及び室内實驗の結果、此の花崗岩の進入は單一のものに非らず、異なる二種の花崗岩が貫入せるものなり。即ち早期の細粒均質なる花崗岩は粗粒斑状のそれにより明瞭に貫かる。且前者に於ては壓力變質の強烈なりし跡を見得るも、後者には殆どその跡を見ず。結晶質石灰岩が蛇紋石化作用を蒙れる事、本地方で嘗て見られざりき水滑石(brucite)の發見されたる事等は特に興味あり。(Trav. Inst. Petro. Acad. Sci. URSS. **14**, 19~35, 1939)

[八木健]

6127. Montserrat 島の火山活動 Perret, A.

Mortserrat 島は火山性の長き一群の島嶼より成り、此等は共通の裂縫によりて同一の母岩漿溜に連絡するものと考へらる。1933~1937 年間に於いて本島には激しき火山活動が見られたり。之は舊き噴氣孔内において再び火山ガスの反応が活発に行はれたる爲にして普通の硫化水素等の外に高次の水素硫化物、恐らく過硫酸の如きを發生せり。著者の見解によれば此の活動は休火山の噴火口管を破らんとする岩漿の活動に由來するものにして、その際地下水平の裂縫中に存在するガスに富める岩漿の作用は著しきものなりしならん。噴氣活動は恐らく硫化せる石灰岩中に浸入せる雨水が、上昇する岩漿によつて激しく熱せられて、再び蒸發するに到りし結果なり。(Pub. Carn. Inst. Wash. **512**, 1939) [八木健]

6128. Saratoga 盆地の地球化學: Sar-

Saratoga 泉及び岩石の放射能性 Baudisch, O. and Brewer, K.

1914 年に Moore 及び Whittemore は Saratoga の諸種泉の放射能を検したるが、便宜上 emanation electroscope を使用せり。水及び瓦斯中には radon は存在せるが、thoron は見出しえざりき。水及び沈澱物には放射能鹽を含有せること観察せられたり。Saratoga 泉の放射能を再検せるが、方法は Moore 及び Wittemann 當時のものとは全く異なるものなり。現實験に於ては特種の β -ray counter に依り β -ray emission が測定せられたり、沈澱物及び溶解液中に検出されたる放射能元素はラヂュム及び加里にして、溶解ラヂュムの濃度は Moore 及び Whittemore に依り観察されたるものと殆んど等し。本事實は時間と水の靜水水位は放射能性に僅少の變化を生ぜしを示せり。(Am. J. Sci., 237, 811~817, 1939.) [河野]

金 屬 磺 床 學

6129. 海岸砂礦床成生の規則性 Falke, H.

海岸に於ける砂礦床の位置、大小、特徴、分布等が之を生ぜる勞力即ち風又は海波、その原料即ち普通の砂礫又は既存の砂礦床等によつて純々に支配せらるゝことを論じ、それらを表により對照せり。(Zeits. prakt. Geol. 47, 161~165, 1939) [渡邊萬]

6130. 東チューリンゲン山地に於ける上部シルリヤ亞紀輝綠岩のニッケル含有量

Herrndt, R.

石灰岩等の間に薄き岩床又は岩脈を成す輝綠岩中のニッケル及び鐵の量を測定したる結果、同一場所にても部分によりて一定せず、ニッケルは痕跡乃至 0.15%，鐵は十~54% にて、兩者の増減は平行せず。(Zeits. prakt. Geol. 47, 168~169, 1939) [渡邊萬]

6131. 三大先寒武利亞金礦床の地質的特徵 Dougherty, E. V.

印度の Kolar、カナダの Porcupine 及び Kirkland Lake 三大金礦床は何れも花崗岩及び花崗片麻岩中に島狀を成す先寒武利亞紀水成岩及び火山岩中にあり、一大向斜帶の一翼に屬する擾亂帶に沿ひて發達し、主要底盤の發達は礦床成生以前にかゝれど、鹽基性岩脈の一部は礦床をも貫ぬけり。三礦床中 Kolar のものは輝石、角閃石、黒雲母等を伴つて高溫性を示せども、これまた他の二礦床同様炭酸鹽類、絹雲母、綠泥石等をも伴なし、高溫性より順次中溫性に及べるを示せり。(Econ. Geol. 34, 622~653, 1939) [渡邊萬]

6132. 通化縣七道溝鐵礦床成生の時代に就て 齊藤林次、西田彰一。

本礦床は遼河系に屬する始生代千枚岩中に在する石灰岩を交代せるものにして、原生代に屬する鈎魚臺含礫珪岩の堆積以前の成生にかゝり、それらの上を更に不整合に被覆する侏羅紀乃至白堊紀の凝灰質礫岩及び集塊岩の累層ありとし、都留一雄、山口四郎兩氏の砂岩及び礫岩層を原生代及び中生代の二時代に區別

し、以て鐵礦床の始生代成生説を出せり。(滿洲地調要報 9, 1~4, 1939) [渡邊萬]

6133. 江原道江原金山の地質礦床 大賀貞三。

江原金山は江原道旌善郡東面にあり。地質は前寒武利亞の角閃片岩及び粘板岩を基盤となし、その上に珪岩及び石灰岩の厚層を堆積す。而して角閃花崗岩は之等の累層を貫きてて進入し、其後に生ぜし斷層に沿ひて石英斑岩進入、更に分化して石英脈となり多少の硫化礦物と共に多量の金を隨作せり。主要礦脈は6本ありて其中康大谷、沒雲及び藥水の3鍾代表的なり。脈幅は平均1m内外にして金銀の品位良好にして黃鐵礦、方鉛礦及び閃亜鉛礦を作へり。(朝鮮礦會誌, 22, 10~20, 1939) [竹内]

6134. 馬來半島の錫礦業 飯本信之。

同半島の礦業の大部は錫礦業と稱し得べく、第15世紀以來の事業にかゝり、第18世紀末既に300tの錫を Kinta 及び Batang Pedang より產し、その後 Lamt の錫礦床の發見により大發展を見たり。その大部分は砂錫にして、花崗岩の石灰岩等に接する西部地方に多く、手掘或は水力、又は浚渫機によつて地表より採掘淘汎せられ、新嘉坡及び峇南に送附して製錬せられ、1931年には錫としての產額 53,000t、その後生産協定により減小せるも、近來更に増加しつゝあり。(地學, 51, 510~512, 1939) [渡邊萬]

6135. ケベツク州 Montanban 純化帶に於けるスカルンと董青石斜方角閃石

帶の關係 Osborne, F. F.

Grenirle 混片麻岩中に於ける本礦化帶はスカルン又は董青石斜方角閃石帶に閃亜鉛礦、方鉛礦、黃銅礦、磁硫鐵礦等を作なへるものにして、石灰岩中及びその近くにて diopside-tremolite skarn を生ずれども、之を遠距かるに従つて漸次 cordierite-anthophyllite rock に移化し、之と共に方鉛礦及び黃銅礦を加へ、また磁硫鐵礦と共に黃鐵礦を增加す。これらの變化は周囲の migmatite 中に於ては、擾亂帶に限らるれども、混片麻岩及び石灰岩、特に後者の内部に於て著るし、その存在は礦床の成生に大關係を有す。(Econ. Geol., 34, 712~726, 1936) [渡邊萬]

6136. 富礦帶とその露頭 Schmidt, H.

米國西部及びメキシコに於て數個の地方に於て曷礦帶と露頭との關係を調査し、地方地方にてそれが異なることを指摘し、露頭に就て特に注意に値するは(1)多孔質褐褐礦塊、(2)露頭に於て安定なる或る種の礦床礦物及びその變成物、(3)礦床内部の或る種の構造に沿ふ礦化、(4)母岩の變化、(5)鐵石英質被覆物、(6)礦床被覆岩塊の破片、(6)層位的間隔の急減、(7)曷礦帶下限の證跡、(8)最高位深度の經過如何等にして、それらを知るには地方地方に就て先づ既知の礦床の調査を要し、それに平板測量による大梯尺圖による礦床の形態、礦物の分布等を究むるを要す。(Econ. Geol., 34, 654~673, 1939) [渡邊萬]

6137. 純床の評價と地質的資料 Mc-

Laughlin, D. H.

礦床の評價に最も重要な礦量の計算に關し、礦床は次の各種に分類せらる。

I. 完計量性礦體 Plenemensurate ore-bodies 開發に先だつて充分礦量を測定し得るもの

例 浅在砂礦床(金、錫等) 水平又は緩斜礦層(鐵、銅等) 残積性礦床(銀、銅等) 有限地帶中の整合礦脈等

II. 半計量性礦體 Partmensurate ore-bodies 開發に先立つて礦量の一部のみを計量し得るもの

例 褶曲礦層、整合礦脈、岩漿分結礦床、塊狀交代礦床等の多數

III. 雜計量性礦體 Extramensurate ore-bodies. 開發の進行によつて始めて礦量を確かめうるもの。

例 接觸礦床、交代礦床の一部、群生小礦脈等

このうち第一群のものは、單に系統的試錐等によりてその礦量を略々精確に計算し得るも、他は礦體の延長または重覆に關する豫測の如何に據る所多く、それに最も重要なは種々の地質的資料なりとし、多數の例に就て論述せり。(Econ. Geol. 34, 589~621, 1939) [渡邊萬]

6138. 高溫酸性溶液中に於ける絹雲母の成生及びその分解 本欄 6108 參照。

石油礦床學

6139. ソ國油田に於ける物理探礦法 Shoumilin, S. V.

物理探礦法はソ國に於ては 1925 年以來實施せられたるも主に外國製器具を使

用し小規模なりしが、近年に至り大なる進歩を遂げ石油探礦の如きも主として該法によるに至れり。物理探礦法中、最も主要なるは直流電氣探礦にして重力測定、地震探礦及び磁力測定これに次ぎ、最近發達せる瓦斯探礦法は注意す可きものなり。石油探礦に對する適合地域の發見には重力測定法を用ひ、個々の構造の探査には磁氣法を撰び、細部構造の決定には電氣及び地震探礦に據る。斯く各種の物理探礦法を並用すると同時に地質圖を完成し、然る後に探油井を開掘するものなり。物理探礦法の最も効果的なるはエムバ及びウクライナの岩鹽埋近の地方にして地下の岩鹽丘の發見には掘れ秤を使ひ、その細部構造は地震及び電氣探礦法によりて決定す。また西ウラル地方に於ては地下の石灰岩背斜丘の調査に電氣法を適用せるも、磁氣法もまた概して良好なる結果を示したり。西部ウラル油田の地下構造及びマイコップ油田の如きは地震法の反射波の測定によりその細部構造を決定したり。(XVII Intern. Geol. Cong., Abst. 32~33, 1937) [高橋]

6140. 油田及び瓦斯田に於ける瓦斯探礦法 Sokolov, V. A.

瓦斯探礦法は地質調査の新方法にしてソ國に於て實施せられ、地表に於ける表土の瓦斯及び蒸氣の痕跡の測定によるものなり。この目的に特に設計されたる裝置により、表土下の或る深部の空氣中に於ける輕重炭化水素を別々に検出し、また有機性瓦斯を測定し得可く、その感度は $10^{-5}\%$ に達す。實驗の結果によれば

表土に於ける植物性殘滓物の存在は一般に瓦斯測定に著しき影響を與へざるが故に、検出されたる瓦斯量は地下の天然瓦斯、石炭、オイル・シェール、石油等に起因するものと考へ得可し。一般的油田及び瓦斯田に於ける測定の結果は次體瓦斯含量 10^{-3} 乃至 $10^{-4}\%$ に上り、理論的に瓦斯浸透率よりの計算結果と略々一致し、地下の瓦斯乃至石油礦量が表上の瓦斯測定により探査し得可きを示すものなり。測定結果の判定は他物の影響を除外せる絶対値により断面圖に沿て曲線を描き、又は平面圖に於ける等值曲線及び瓦斯の定性的組成等を総合して行ふ。瓦斯測定の理論によれば、瓦斯検出量の絶対値は瓦斯根源の存否、その分布區域、及び壓力を推定す可き要素となるものなり。また以上各種の曲線により瓦斯根源の深度及び分布區域を算定し得可く、その定性分析により根源が石油なるか瓦斯なるかを決定し得可し。今日迄の實驗の結果は良好なれども、石油及び瓦斯を同時に產する場合にはその判別容易ならず、將來の研究を要するものなり。

(XVII Intern. Geol. Cong., Abst. 32. 1938) [高橋]

6141. オゾケリット Lisichkin, S. M.

地蠣にはその融點の高きものと比較的低きものとあり、その成因はハノソイン基石油の移動中、上層の裂縫又は層間の間隙に殘留せる重質部分の變質せるものにして、從來 Tychinin 等によつて稱へられたる假說（地蠣生成當時は地殼變動の靜止期に相當すと云ふ）には多くの反

證あり。世界最大の地蠣礦床はチエレケン島にあり、その脈狀を信するものは斜錐井の方法により探査せらる。ロシヤに於けるその分布はチエレケン島のほか Nebit Dag, Shor Su, Sel Rokho, Baikal, Maikop 等にして、他には波蘭土のボリスラウ、北米ユタ州等に產する。(XVII Intern. Geol. Cong. Abst. 34. 1937) [高橋]

工業原料礦物

6142. 満洲に產する各種工業原料の產地 三山正揚。

満洲に產出する耐火物原料としての珪石、石灰石、長石及びドロマイトの產地並びに產狀に就ての文獻を蒐集整理せり。(窯協誌, 47, 附 1~4, 1939) [竹内]

6143. 朝鮮産工業原料 小山一徳。

朝鮮の地質と工業原料の分布關係に就て述べ、その各々に就ての性質、產狀、分布に就き文獻を蒐集せり。(窯協誌, 47, 附 4~25, 1939) [竹内]

6144. 耐火物原料に関する研究 (II) 青武雄。

著者は曩に蠣石質粘土の礦物組成並びに工業的價値に關する靜的研究を行ひ、蠣石を分類せり。二三の蠣石は工業的靜的研究結果よりすれば、デイアスボーア質蠣石に屬し、その價値も當然第一種蠣石と期待されるゝにも拘らず、蠣石質煉瓦の試製試験並びに耐火度試験の結果は第二種蠣石と判定せざるべからざる矛盾を發見せり。この根本的理由を明かにし、工業的價値判定の資料たらしむべく、更

に動的研究として示差熱分析法を用ひ、蠟石の熱効果的現象を明かにせり。この結果は次の如し。

ディアスボーア及びカオリナイトの大々單體の場合の熱効果的差異は、此等が種々の割合に蠟石を構成する場合にも認められ、種々の蠟石を區別、鑑定することを得たり。又明礬石蠟石に於ては 500°C に於て脱水に依る明瞭、顯著なる第一次の吸熱反応を呈し、更に加熱を續ける場合には 745°C に於て亞硫酸瓦斯の發散に基く吸熱反応の現ることを確めたリ。(窯業協会誌 47, 397~400, 昭 14)

【大森】

6145, 着色及び無色硝子の熔融塊に於ける溫度分布 Halle, R., Preston, E., Turner, W. E. S.

種々の硝子の冷却速度の測定を行ひたるに着色硝子は同じ成分の無色硝子よりも輻射大なり。これは色のみならず硝子中に於ける着色物の濃度にもよるものなり。輻射能の減衰の順序は Fe_2O_3 4.6% 及び MnO_2 5.1% を含む dark iron-manganese amber glass, Fe_2O_3 1.57% 及び MnO_2 2.3% を含む green iron-manganese glass; Fe_2O_3 2.88% 及び MnO_2 3.28% を含む light iron-manganese amber glass; Fe_2O_3 0.2% を含む Carbon-sulphur amber glass の順である。熱平衡が一度得られてからの硝子を入れた實驗用タンクの中の溫度分布を見るに深さと共に溫度は高まりその順は無色硝子, Carbon-sulphur amber 硝子, iron-manganese green 硝子の順なり。

無色硝子は輻射熱をよく透すが amber 及び green の硝子は強く赤外線輻射を吸收す。(J. Soc. Glass Tech. 23, 171~196, 1939) [待場]

6146, 炭酸曹達, 白雲石石灰岩及び珪砂よりなる硝子の熔解速度の比較 Potts, J. C.

batch の見えなくなるのを標準として種々なる成分の硝子の溶解の速度の比較を二つの方法にて行ひたり。二つの方法は大體同じ結果を與へたり。硝子は曹達灰, 白雲石石灰岩, 硅砂よりなるものにしてその成分の範囲は Na_2O が 10~18%, $(\text{CaO} + \text{MgO})$ が 8~22%, SiO_2 が 63~80% のものなり。(J. Soc. Glass Tech. 23, 129~140, 1939) [待場]

6147, $\text{Na}_2\text{O}\cdot\text{B}_2\text{O}_3\cdot\text{SiO}_2$ ガラスの轉移溫度附近に於ける粘性と内部結合エネルギー 森谷太郎。

實驗に用ひたるガラスの組成は $10\text{Na}_2\text{O}\cdot0.5\text{B}_2\text{O}_3\cdot5.0\text{SiO}_2$, $10\text{Na}_2\text{O}\cdot1.0\text{B}_2\text{O}_3\cdot5.0\text{SiO}_2$ 及び $10\text{Na}_2\text{O}\cdot1.5\text{B}_2\text{O}_3\cdot5.0\text{SiO}_2$ の三種にして、アルカリ及び珪酸の分子數を一定にして、 B_2O_3 の分子數の變化の影響を觀察せり。實驗方法は試料を 0.3~0.5 粑の直徑の細棒状に引き、之を 7~8 種の長さに切り、兩端を熱して球形となし、實驗装置に取り付け、爐の溫度を上昇してガラスを轉移溫度附近に保ち、試料の下部に一定の荷重を加へ、試料が一定速度にて延長するに至りたる時の延長速度 $kv(\text{cm}/\text{min})$ を測定し、Lillie の式 $\eta = 80\text{mgL}/\pi D^2 kr$ (η 粘性係數, mg 荷重, L 試料の長さ, D 試料

の直徑)に依りて粘性係数を求めたり。この結果に依れば $\log \eta$ と $1/T$ との關係は何れも直線的となり、轉移溫度に於て明瞭に屈曲せり。又轉移溫度以上に於ける内部結合エネルギーは夫以下に於けるものよりも大にして、共に B_2O_3 の含有分子數の増大に比例して増大す。(工業化學 42, 774~775, 昭 14) [大森]

石 炭

6148. 地質構造より見たる通化縣鐵廠子炭田及び渾河流域諸炭田の將來 齋藤林次、

これらの炭田は中部石炭紀より二疊紀に亘る太子河系の金果層を含み、主要夾炭層にその下部に位して、奥陶紀石灰岩を元來不整合に被へども、後者は多くの衝上斷層によつて前者を被覆し、ためにそれらの含炭層は衝上地塊の窓として、一見小區域にのみ露出すれど、地下にて一層廣く分布し、石炭埋藏量も現在の推定より遙かに多き可能性あり。(滿洲地調要報, 9, 5~9, 1939) [渡邊萬]

6149. 石炭液化法(第21報) 本邦產各種石炭の液化實驗 鈴木俊郎、高橋功夫、

筆者等は 2.4 L の迴轉式加壓罐に 60 メッシュ以下の本邦各種石炭を 150 瓦、並びに觸媒 5% を裝填し、水素初壓 100 氣壓、 425° 、1 時間の反應に依りて收集せられたる油の收量及び性狀を、撫順大山炭のものと比較せり。この結果に依れば、朝鮮阿吾地炭は大山炭に類似すれども、臺灣石厝炭及び南庄炭、磐城炭、本友炭は液化率低く、樺太內瀧炭、北海道美唄

炭及び雨龍炭、臺灣木山炭、瑞方炭及び大昌炭は何れも優秀なる液化成績を示せり。(海軍燃料研究所報告 14, 65~73, 1939) [大森]

參 考 科 學

6150. 登別溫泉間歇泉の觀測 福富忠男、昭和 7 年 3 月 31 日地下 28 m に達せる鑿井中より噴騰し、8 月中旬まで間歇的に繼續せる鹽類泉にて、噴出直前管口下 6.5 m に於て $100.7 \sim 103.7^\circ C$ 、その直後 $98.0 \sim 100^\circ C$ 、その差平均 $2.8^\circ C$ 、噴騰間隔 3~8 時間、氣壓の大きさと共に拋物線的關係を保つて増大すれども、氣溫とは殆んど關係なし。(北海道地調報告, 10, 1~6, 1939) [渡邊萬]

6151. 地殼を構成する諸岩石の磁氣的性質の研究 (I) 加藤愛雄、齊藤良一

岩石の帶磁率を測定するに地球磁場に近い大きさの磁場の中で以つてし、各種熔岩に関する測定結果につき考察す。即ち三原山と北海道駒ヶ岳の場合では、第一に前者は各時代の熔岩により帶磁率が極めて異なるも後者では、略々同様の値を有する事、第二に後者では帶磁率の値が、其の磁鐵礦含有量のみにより、且つ pure な形で存するも、前者では之に反し solid solution の形で存するものなりとせり。仙臺附近の火成岩に就ては各 group に屬するものは場所を異にするも殆んど同じ値を有す。又地磁氣の垂直分布の磁氣異常が或る程度この模様を知り得ると。尙、著者等は他の諸火山に關しても研究すべきを豫告せり。(服部報公會, 8, 130~157, 昭 14) [加藤]

本會役員

會長	神津倣祐	
幹事兼編輯	渡邊萬次郎	高橋 純一
	鈴木 醇	伊藤 貞市
庶務主任	渡邊 新六	會計主任
圖書主任	八木 次男	高根 勝利

本會顧問(五十四)

伊木 常誠	石原 富松	上床 國夫	小川 琢治	大井上義近
大村 一藏	片山 量平	金原 信泰	加藤 武夫	木下 龜城
木村 六郎	佐川榮次郎	杉本五十鈴	竹内 維彥	立岩 巖
田中館秀三	德永 重康	中尾謹次郎	中村新太郎	野田勢次郎
原田 準平	福田 連	藤村 幸一	福富 忠男	保科 正昭
本間不二男	松本 唯一	松山 基範	松原 厚	井上禱之助
山口 孝三	山田 光雄	山根 新次		

本誌抄錄欄擔任者(五十四)

大森 啓一	加藤 磐雄	河野 義禮	鈴木廉三九	瀨戶 國勝
高橋 純一	竹内 常彦	高根 勝利	中野 長俊	根橋雄太郎
待場 勇	八木 次男	八木 健三	渡邊萬次郎	渡邊 新六

昭和十四年一月二十五日印刷

昭和十五年二月一日發行

編輯兼發行者

仙臺市東北帝國大學理學部內

日本岩石礦物礦床學會

右代表者 河野 義禮

印刷者

仙臺市國分町七十七番地

笹氣幸助

印刷所

仙臺市國分町八十八番地

笹氣印刷所

電話 2636-113 番

入會申込所
仙臺市東北帝國大學理學部內
日本岩石礦物礦床學會
會費發送先
右會內高根勝利
(振替仙臺 8825 番)

本會會費
半ヶ年分 參圓五拾錢 (前納)
一ヶ年分 七圓

賣捌所
仙臺市國分町
丸善株式會社仙臺支店
(振替仙臺 15 番)
東京市神田區錦丁三丁目十八番地
東京堂
(振替東京 270 番)
本誌定價 郵稅共 1 部 70 錢
半ヶ年分 豫約 4 圓
一ヶ年分 豫約 8 圓
本誌廣告料 普通頁 1 頁 20 圓
半年以上連載は 4 割引

The Journal of the Japanese Association
of
Mineralogists, Petrologists and Economic Geologists.

CONTENTS.

- The relation between chemical compositions and physical properties in the garnet crystals from Ishikawa, Anamushi and Nakatsugawa. . . . S. Kôzu, R. H., T. Takeuti, R. S. and K. Ohmori, R. S.
 On some leucocratic rocks occurring in association with serpentine in Hokkaidô (I) J. Suzuki, R. H.
 Sedimentary cycle of the Oga Series (I) J. Takahashi, R. H.
 Abstracts :

Mineralogy and crystallography. An X-ray examination of some potash-soda felspars etc.

Petrology and volcanology. Orbicular granite from Riesengebirge etc.

Ore deposits. Regularity of coast placer deposits etc.

Petroleum deposits. Physical prospecting methods in Soviet Russian oil fields etc.

Ceramic minerals. Localities of ceramic minerals in Machoukuo etc.

Coal. Coal fields of Tieh-chang-tru and along the river Hun-ho, Manchoukuo etc.

Related science. Some observations of Noboribetsu geyser etc.

昭和十五年一月二十五日印刷納本
昭和十五年二月一日發行
岩石礦物礦床學第二十三卷第二號